

Rapport de stage de fin d'année
Master professionnalisant deuxième année de
l'université Joseph Fourier de Grenoble
Mention Géologie Exploration Risque
Année 2008-2009

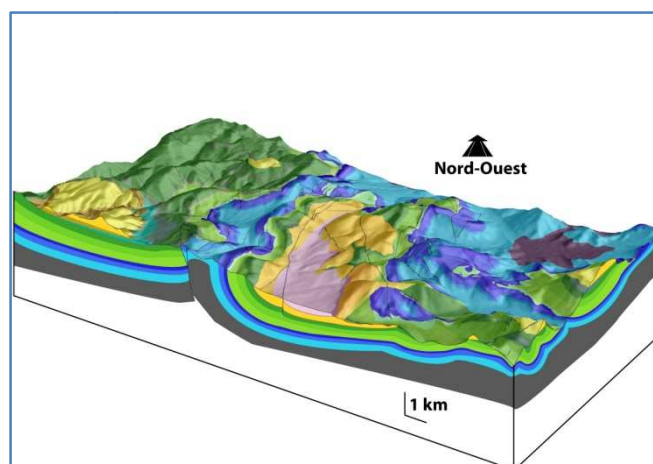
Vincent FRANZI

Sujet du stage: Tectonique d'inversion et
glissements gravitaires en milieu sous marin, effet
de la mobilité du bloc ibérique (Vercors méridional,
Haut Diois & Dévoluy occidental)

Tuteurs : Elisabeth Carrio, Jean Virieux, Matthias Bernet

Maître de stage : Thierry Dumont

Organismes : BP, Floralis et LGCA



Avant-propos

C'est **Pierre Tricart** «Professeur » et **Thierry Dumont** « chargé de recherche CNRS » qui lors du stage de terrain M2PGER sur les Alpes au mois d'octobre 2008 m'ont proposé de me mettre en relation avec **Steve Matthew** « responsable d'exploration au sein de **BP** » qui souhaitait financer un stage encadrer par le LGCA. Thierry Dumont et Pierre Tricart sont en relation avec Steve Matthew car ils accompagnent chaque année des employés de **BP** dans le cadre d'un **field trip alpin « excursion alpine »**.

Mr Dumont s'est chargé de rédiger le sujet de stage qui a été ensuite accepté par Mr Matthew au mois de Janvier 2009. Ensuite Mr Dumont et moi-même avons démarché auprès de l'entreprise Floralis pour solutionner la partie financière et administrative. Puis au mois de mars j'ai rencontré Mr Matthew en présence de Mr Tricart et Mr Dumont; à cette occasion, le sujet, le lieu et le budget du stage ont été finalisés. J'ai commencé mon stage le 1^{er} avril 2009.

Je souhaite remercier Thierry Dumont, Pierre Tricart pour leurs expertises scientifiques ainsi que Hubert Arnaud pour sa générosité de partage de connaissances du terrain dans lequel j'ai évolué. **Brice Randrianasolo**, thésard au LGCA, m'a apporté une aide précieuse dans l'utilisation approfondie de logiciels SIG. **Thibaud Simon-Labric**, également thésard au LGCA, m'a donné gracieusement son mémoire de M1 portant sur les déformations du sud Dévoluy. Le mémoire de recherche de **Philippe Erwan (1993)** a été aussi une aide importante. Pour les photos aériennes je tiens à remercier **Arnaud Pecher** qui nous a fait survoler les zones de mon étude. En ce qui concerne le logiciel de projection stéréographique **STEM**, je remercie une nouvelle fois Arnaud Pecher qui en est l'inventeur. **Mathieu Corazzi** m'a grandement aidé pour la mise en marche et l'utilisation de la microsonde du LGCA. Enfin, une pensée émue pour **Elisabeth Carrio**, ma tutrice de stage, qui nous a quitté au mois d'août. Je n'oublierai pas ses talents pédagogiques, l'intérêt qu'elle portait à ses étudiants, sa passion pour la stratigraphie et sa bonne humeur toujours présente. Merci à **Jean Virieux** et à **Mathias Bernet** (responsables du master professionnel deuxième année) d'être devenus mes tuteurs.

Résumé

Le massif du Dévoluy est situé au nord du bassin vocontien. Sa caractéristique principale est une discordance majeure entre le crétacé inférieur et le crétacé supérieur (calcaires pélagiques). Les couches du jurassique et du crétacé inférieur sont plissées et recoupées par une surface d'érosion, puis par les sédiments marins du Sénonien. L'ensemble a été ultérieurement redéformé à l'avant des Alpes. On attribue classiquement les déformations anté-sénoniennes, qui traduisent un raccourcissement nord sud à l'orogénèse pyrénéo-provençale. Une interprétation alternative a été récemment proposée (article Michard et al,

soumis) qui attribue ces plis anté-sénoniens du Dévoluy à un glissement gravitaires à grande échelle de la bordure sud de la plateforme carbonatée du Vercors. Afin de tester ces deux propositions, on a choisi d'étudier deux failles normales inversées au crétacé supérieur, l'une dans une zone approvisionnée en sédiment carbonaté de la plateforme et susceptible d'avoir développé des structures de croissance(a). Et l'autre en contexte de dégradation du front marin (érosion) (b):

- *a) Dans le secteur de Glandage on observe les couches sénoniennes en onlap sur l'escarpement d'une faille normale plus ancienne (albo-cénomaniens). Des biseaux dans les couches sénoniennes caractérisent la déformation compressive synsédimentaire.*
- *b) Dans le secteur de Clausis, plus éloigné de la bordure de plateforme, la sédimentation contemporaine est en partie absente car les structures compressives ont été tronquées par une intense érosion sous marine. Le tout est scellé par des turbidites du crétacé terminal.*

En comparant ces deux secteurs, le calendrier des déformations suivant a pu être établi:

- 1. Après le Valanginien : distension orientée NW-SE, conséquence possible de la morphologie du passage plateforme bassin (et qui serait dans ce cas d'origine gravitaire)*
- 2. A l'Albien terminal ou au Cénomaniens : extension N-S activant les failles E-W de Glandages et Clausis.*
- 3. A partir du Turonien supérieur : contraction Nord-Sud déformant les failles normales et développant un système de plis E-W majoritairement déversés vers le nord.*
- 4. Avant le Campanien et dans le secteur oriental (Dévoluy) une extension N-S d'origine manifestement gravitaire affecte les structures plissées et accompagne l'ablation d'une grande partie de ces structures en milieu sous marin. Les glissements qui en résultent sont orientés vers le nord et ne correspondent donc pas à la morphologie de la bordure de plateforme inclinée vers le SE, ce qui suggère l'existence d'une pente sous marine créée par l'inversion (3).*
- 5. L'ensemble est finalement recouvert par les sédiments marins du Campanien Maastrichtien, puis redéformé lors des épisodes alpins.*

Du point géodynamique cette inversion est corrélable avec la cinématique de l'Ibérie à travers les premiers mouvements compressifs pyrénéo-provençaux.

Mots clés: crétacé supérieur, inversion structurale, érosion et glissements gravitaires sous-marins, microtectonique, orogénèse pyrénéo-provençale, Dévoluy, Vercors méridional.

Summary

The Dévoluy massif (French Western Alps) was located at the toe of the Cretaceous Vercors platform margin. It shows a sharp unconformity separating the lower and upper Cretaceous pelagic sediments. The Jurassic and lower Cretaceous beds are folded and cut by a rugged erosional surface overlain by the Senonian sediments. The area has been later deformed within the Alpine foreland. The pre-Senonian folding phase, which consist of N-S shortening, is classically assigned to the Pyrenean-Provence orogeny, but an alternative interpretation has been recently proposed (Michard et al., submitted), which involves large-scale gravity sliding from the Vercors platform margin.

In order to test these hypotheses, the study focuses on two normal faults which have been affected by N-S shortening during Late Cretaceous: one is closer from the platform edge in an area which remained feeded by carbonate clastic sediments during inversion (a), the other one in a farther area which suffered sea-bottom degradation (b).

- *a) In the Glandage area, the Senonian beds onlap an older (Albian-Cenomanian) normal fault scarp, and coeval compressional deformation is shown by erosional toplaps.*
- *b) In the Clausis area, the coeval sediments are partly missing due to deep truncation of the compressional structures by submarine erosion. The erosion surface is covered by Late Cretaceous (Campanian) turbidites.*

The comparison of these two areas allows to propose the following succession of events:

- 1- After Valanginian : NW-SE extension possibly of gravitational origin as a consequence of the enhancement of the SE-dipping platform-basin slope.*
 - 2- During latest Albian or Cenomanian : N-S extension producing the S-dipping Glandage and Clausis normal faults.*
 - 3- After Middle Turonian : N-S shortening affecting the previous normal faults and producing a regional E-W trending folds network, dominantly north-recumbent.*
 - 4- Before Campanian : in the eastern area (Dévoluy), gravity-driven N-S extension overprints the folded sea-bottom coeval with significant removal of lower Cretaceous rocks. The sliding criteria are dominantly north-directed and not consistent with the platform margin morphology, which suggests the occurrence of a submarine slope created by inversion (3).*
 - 5- The whole area is finally covered by marine Campanian-Maastrichtian sediments (from slope fans to turbidites) then involved in younger Alpine deformation stages.*
- From geodynamic point of view, the Senonian inversion fits with the kinematics of the Iberian plate through the earliest Pyrenean-Provence compressional phase.*

Keywords: upper Cretaceous, structural inversion, submarine gravity sliding, submarine erosion, microtectonics érosion et glissements gravitaires sous-marins, microtectonique, pyrénéo-provençale orogenesis, west-Dévoluy, south-Vercors

Table des matières

Introduction

1	Présentation des trois organismes constitutifs du stage.....	8
1.1	BP	8
1.1.1	Historique	9
1.1.2	Activités	9
1.1.3	Classement de BP parmi les majors pétrolières.....	10
1.1.4	Utilité d'un stagiaire pour BP sous la tutelle du LGCA	10
1.2	Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines.....	11
1.2.1	Implantation, ressources humaines et maxime du laboratoire.....	11
1.2.2	Quatre axes de recherche prioritaires et leurs outils :	11
1.3	Floralis.....	12
1.3.1	Interface entre le monde de l'Industrie et celui de la Recherche.....	12
1.3.2	Un environnement favorable	13
1.3.3	Les différents types de collaboration avec les industriels	13
2	Présentation géologique	14
2.1	Localisation de l'étude géologique.....	14
2.2	Histoire géologique simplifiée de la zone d'étude	14
2.3	Les surfaces de décollement potentielles	15
2.4	Cadre structural ante-sénonien.....	16
2.4.1	Caractères structuraux ante-sénoniens du Vercors méridional	17
2.4.2	Caractères structuraux ante-sénoniens de la zone de Glandage	17
2.4.3	Caractères structuraux anté-sénoniens du Dévoluy oriental	17
2.5	Stratigraphie	18
2.5.1	Stratigraphie du Vercors méridional	18
2.5.2	Stratigraphie de la zone de Glandage	18
2.5.3	Stratigraphie de la zone du Dévoluy occidental.....	19
3	La zone de Glandage	19

3.1	Marqueurs d'une extension anté-turonienne.....	21
3.1.1	Jointes tectoniques	21
3.1.2	Paquets glissés de Glandage	23
3.2	Marqueurs d'une compression anté-sénonienne	25
3.3	La schistosité de la formation des Gâts, Turonien sup, marqueur local d'une compression.	26
3.3.1	Analyse structurale.....	29
3.3.2	Analyse en laboratoire de la schistosité.....	30
3.3.3	Synthèse de la schistosité des Gâts.....	40
4	La zone du Dévoluy occidental	41
4.1	Tectonique d'extension anté-barrémienne.....	44
4.1.1	Instabilités gravitaires du jurassique jusqu'au barrémien, extension.	44
4.1.2	Jeu normal de la faille de la Pierra	46
4.2	Tectonique en compression, N-S.....	47
4.2.1	Fracturation du pli renversé du col des Vautes	47
4.3	Extension locale, N-S (érosion sous marine)	50
4.3.1	Extension d' échelle métrique.....	50
4.3.2	Extension d'échelle hectométrique	52
4.3.3	Drainage de l'érosion sous marine.....	54
5	Intégration des observations dans le contexte géodynamique : problème de la mobilité de la plaque Ibérique.....	56
5.1	Résumé des déformations régionales au mésozoïque.....	56
5.2	La plaque Ibérique	58
5.3	Les mouvements de la plaque Ibérique au cours du temps.....	58
6	Comparaison de l'étude à des profils sismiques	60
6.1	Cas d'une inversion structurale d'après un profil sismique 2D.....	60
6.2	Comparaison du profil sismique aux données structurales de terrain	61
7	Conclusion.....	62

Liste des Figures

Fig1.1 : Classement des majors pétrolières	10
Fig 2.1 : Localisation géographique de la zone d'étude (en hachures rouges).....	14

Fig. 2.2 : Isohypses du sud est de la France	15
Fig2.3 : Carte géologique et schéma structural de la tectonique ante-sénonienne de la zone d'étude,	16
Fig 2.4 : Logs stratigraphiques des trois zones d'étude	18
Fig3.1 : Bloc diagramme de la faille de Glandage	20
Fig 3.2 : Développement de joints tectoniques lors d'une flexuration.....	21
Fig 3.3 b : Stéréogramme (Wulf inférieur) représentant des joints tectoniques pour les 36 stations dont la stratification a été mise à plat.....	22
Fig 3.3 a : Stéréogramme (Wulf inférieur) représentant l'anticlinal de Glandage	22
Fig3.4 : Vue satellite des paquets glissés de Glandage	23
Fig 3.5 : Carte interprétative des isopaques	24
du céno-manien.....	24
Fig 3.6a Panorama de la faille de Glandage	25
Fig. 3.6 b : Coupe schématique de la faille de Glandage	26
Fig 3.7 : Schistosité de la formation des Gâts	28
Fig. 3.9 : Schéma du synclinal de Glandage et localisation de la schistosité de la formation des Gâts	29
Fig 3.8 : Stéréogramme (Wulf inférieur) de la schistosité de la formation des Gâts sur le flanc nord du synclinal de Glandage	29
Fig 3.10 : Echantillons de la schistosité des Gâts	30
Fig 3.11: Signature spectrale du quartz et de la calcite, diffraction au rayon X	31
Fig 3.12 : Comparaison de la signature spectrale de la bande de schistosité et des dominos.....	32
Fig 3.13 : Lame mince de la bande de schistosité et des dominos	34
Fig 3.14 : Prélèvement du sucre sur l'échantillon n°1 et images obtenues pour les éléments Si et Ca.....	35
Fig 3.15 : Traitement des images ; calcul graphique de la dissolution dans la BS et calcul graphique du raccourcissement de la BS	38
Fig 3.16: Reconstitution de la bande de schistosité avant sa dissolution.....	39
Fig 3.17 : Reconstitution de l'affleurement avant la dissolution des bandes de schistosité...	40
Fig 4.1 : Carte géologique du fond du vallon de la Jarjatte, faille de Clausis.....	41
Fig 4.2 : Coupes structurales de la faille de Clausis.....	43
Fig 4.3a&b: Slumps métriques à la fin du Valanginien.....	44
Fig. 4.4 : Slump métrique du barrémien	45
Fig. 4.5 : Terminaison sud de la faille de la Pierra, disparition sous le Sénonien (Crétacé supérieur),	46
Fig 4.6 : Crochon de faille dans le footwall de la faille de la Pierra	47
Fig 4.7 : Flanc renversé du synclinal du Lauzon, couche barrémienne.....	48
Fig 4.8 : Fractures dans le flanc renversé du synclinal du Lauzon et contacte barrémien hauterivien	49
Fig 4.9 : Stéréogramme (Wulf inférieur) du pli renversé au col des Vautes.....	50
Fig 4.10 : Coupe des couches barrémiennes basales à proximité du col des Vautes	51

Fig 4.11 : Vue aérienne du col des Vautes	52
Fig 4.12 : Discordance anté-sénonienne	53
Fig 4.13 : Extension locale visible dans les couches hauteriviennes.....	54
Fig 4.14 : Paléocanyon anté-sénonien	55
Fig 4.15 : Structure plissée et érodée en milieu marin profond, delta du Niger	56
Fig 5.1 : Résumé des déformations	57
Fig 5.2 : Reconstitution de l'océan atlantique et mouvements relatifs de l'Ibérie et de l'Europe stable OLIVET J.L (1996)	59
Fig 6.1 : Profil sismique d'une inversion structurale.....	60
Fig 6.2 : Schémas reconstitutifs post et anté-inversion	61
Fig 6.3 : Coupe dans la zone de Glandage, faille de Glandage.....	62
Fig 7.1 : Schéma structurale des trois zones lors du régime en compression	63
Fig 7.2 : Carte des fronts d'avant-pays plissés et des orogènes alpin et pyrénéo-provençal.	65

Introduction

Tout d'abord je présenterai dans une première partie les intéressés de l'étude, le laboratoire dans lequel cette étude a été réalisée, le commandeur de l'étude et l'interface liant le laboratoire au commandeur. Ensuite sera abordé dans la deuxième partie une présentation géologique. La troisième et quatrième partie seront consacrées à l'étude des deux structures inversées. A la cinquième partie sera placée dans un cadre géodynamique. La sixième partie comparera les structures de l'étude à des structures géologiques provenant de données d'exploration sismiques. La septième et dernière partie sera consacrée à la synthèse de l'étude.

1 Présentation des trois organismes constitutifs du stage

Trois organismes sont en interaction.

« **BP** » une société privée, le « **Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines** » un organisme public, et « **Floralis** » une filiale semi privée –semi publique.

BP est intéressé par mes services et finance le projet. BP souhaite réaliser une étape supplémentaire dans son field trip annuel. Le **LGCA** offre ses locaux et son expertise scientifique pour le bon déroulement de mon stage. **Floralis** est un intermédiaire financier qui rend des services de gestion.

1.1 BP



1.1.1 Historique

La société BP, anciennement nommée British Petroleum puis BPAmoco, est une compagnie britannique de recherche, d'extraction, de raffinage et de vente de pétrole fondée en 1909. Après sa fusion avec Amoco, Atlantic Richfield (Arco) et Burmah Castrol, elle est devenue la plus grande société du Royaume-Uni et la troisième compagnie pétrolière mondiale. La division BP de Londres est évaluée à environ 50 milliards USD (environ 39 milliards d'euros). Internationalement, BP est présente dans plus de 100 pays et emploie environ 115 000 personnes (2006). À la fois par responsabilité sociale et pour garantir sa pérennité, la société investit depuis quelques années dans l'énergie solaire.

Le choix du slogan de la société BP, « Beyond Petroleum » (Au-delà du pétrole), serait dû à l'imminence du pic pétrolier. Il peut également être dû à l'action du groupe d'actionnaires militants Sane BP (dont Greenpeace fait partie), qui propose des résolutions environnementales depuis 1999 à chaque assemblée générale.

BPAmoco fut formée en 2001 par ce qui a été officiellement décrit comme la fusion de British Petroleum et d'Amoco pour éviter toute concurrence. Cependant, après un an d'opérations communes, les deux géants ont regroupé la plupart des opérations et se sont renommés BP.

Dans les faits, l'événement était un changement et la compagnie a retenu le nom de British Petroleum. Mais, en 2002, il est devenu de manière officielle BP, dont les lettres ne signifient officiellement rien. BP a également acquis Arco en même temps qu'elle fusionnait avec Amoco. Arco était anciennement l'Atlantic Richfield Oil Company. Auparavant, au milieu des années 1970, British Petroleum avait acquis la Standard Oil of Ohio ou Sohio.

La plupart des stations-service d'Amoco, aux États-Unis, sont en cours de rhabillage et portent progressivement le nom de British Petroleum. Toutefois, dans certains États, les bâtiments et les pompes sont remplacés par le design BP mais l'enseigne reste Amoco.

On spéculait que les stations Arco pourront bientôt être nommées BP, mais conserveront leur autonomie. Arco est également attachée aux magasins de proximité AMPM qui ont ainsi été également acquis par BP.

1.1.2 Activités

- ✚ Exploration de produits pétroliers (huiles et gaz),
- ✚ Extraction de ces produits, réduction de l'impact environnemental,
- ✚ Transport de produits pétroliers (pipelines, pétroliers),
- ✚ Raffinage, recherche et création de nouveaux carburants et lubrifiants pour l'industrie, l'automobile, l'aviation.
- ✚ Distribution de carburant et divers produits
- ✚ Energie alternative : énergie solaire, éolienne, biocarburant, piles à hydrogènes

1.1.3 Classement de BP parmi les majors pétrolières

Une major est une compagnie internationale contrairement au compagnie d'état.

Compagnies	Chiffres d'affaires US \$	Bénéfices US \$	Investissement en exploration production US \$
SHELL	269	8.1	12.5
EXXON MOBIL	247	21.5	12
BP	233	6.0	9.7
CHEVRON TEXACO	120	7.2	5.7
TOTAL	118	7.9	6.0

Fig1.1 : Classement des majors pétrolières

RMQ : Les chiffres d'affaires des compagnies d'états (exemple : Petróleos du Venezuela ou Saudi Aramco) ne sont pas rendus publics mais sont sans aucun doute très importants.

1.1.4 Utilité d'un stagiaire pour BP sous la tutelle du LGCA

Depuis quelques décennies plusieurs compagnies pétrolières, françaises et étrangères, sont en collaboration avec l'université Joseph Fourier. En principe, chaque année un stage de terrain alpin d'environ une semaine est organisé pour les employés de la compagnie. Ces employés peuvent être des géophysiciens, géologues, des ingénieurs de réservoirs, ou autres, le but étant de leur montrer dans un cadre de géologie de terrain des potentiels de réservoirs. Ainsi leurs travaux, leurs interprétations, leurs expertises au sein de la compagnie peuvent devenir meilleurs. Durant le stage, les grands principes alpins sont abordés ; blocs basculés du rifting, déformations des marges passives, structures de bassins d'avant chaîne, inversions structurales, interférences des déformations, nappes de charriages, étalements gravitaires tardifs... la liste n'est pas exhaustive. Tous ces concepts géologiques peuvent être corrélés à des régions où le contexte géologique est similaire et où le sous-sol renferme des hydrocarbures. Le principal avantage des Alpes est la concentration d'un grand nombre d'exemples de concepts géologiques.

Les compagnies ont besoin d'une expertise d'un laboratoire de géologie local, car celui-ci leur apporte une connaissance approfondie du terrain et ainsi que la mise à jour de ces connaissances. De plus pendant le field trip les professeurs de l'université enseignent aux stagiaires et répondent à leurs questions.

BP a décidé de financer un stage de fin d'étude pour un étudiant en Master 2 dans le but d'ajouter une journée à son field trip annuel sur la thématique de l'inversion structurale de marges passives. Sans rentrer dans les détails, l'inversion structurale est fortement étudiée et appréciée dans la communauté pétrolière car celle-ci facilite la création et le piégeage d'hydrocarbure. En effet, avant inversion, la matière organique est suffisamment profonde pour la maturation ; ensuite après ou pendant l'inversion celle-ci est remontée et piégée dans les structures créées par la contrainte en compression.

Par ailleurs, en prenant un stagiaire du LGCA, la compagnie BP renforce la relation de confiance entre Thierry Dumont, « maître de conférence au CNRS » et celle-ci. De plus des données sismiques fournies par BP sont corrélables à mon étude, ainsi elle s'intègre au contexte économique pétrolier.

1.2 Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines



1.2.1 Implantation, ressources humaines et maxime du laboratoire

Le Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA), UMR 5025 CNRS est implanté sur deux sites : l'Université Joseph Fourier et l'Université de Savoie. La partie Grenobloise du laboratoire fait partie de l'Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble (OSUG) et la partie chambérienne du Centre Interdisciplinaire Scientifique de la Montagne CISM

Le laboratoire est composé de 26 chercheurs et enseignants chercheurs sur le site Grenoblois, 3 sur le site Chambérien, et de 16 techniciens et personnel administratifs.

L'identité du LGCA repose sur l'étude pluridisciplinaire des zones de convergence et des chaînes de montagnes jeunes du cycle Alpin, déformées et érigées durant les 240 derniers millions d'années. Les données collectées sur ces ceintures jeunes permettent d'accéder aux processus géodynamiques fondamentaux, de l'érosion superficielle aux transformations qui affectent la lithosphère profonde, et ceci aux différentes échelles de temps et d'espace. Une part des activités concerne également les risques particuliers à l'environnement montagnard, comme les glissements et écroulements gravitaires.

1.2.2 Quatre axes de recherche prioritaires et leurs outils :

- Cycles et déformations de surface
- Dynamique orogénique
- Magma, métamorphisme, manteau
- Minéralogie et environnement

Ces recherches sont menées à l'aide de différents outils dont :

La géodésie et l'interférométrie radar pour quantifier avec une précision millimétrique les déplacements.

La modélisation numérique, pour étudier les interactions entre processus mécaniques (déformation) et processus superficiels (érosion, transport fluvial, sédimentation)

La géochronologie : traces de fission et préparation d'échantillons pour datation par éléments cosmogéniques.

La géochimie, pour étudier les transferts des différents éléments et particulièrement les terres rares dans les roches et les sédiments

L'expérimentation, pour étudier l'évolution minéralogique et les transferts de matières associés dans des systèmes en déséquilibre thermomécanique

La cartographie de la fabrique de forme pour analyser la rhéologie, et la cartographie chimique couplée à la thermodynamique pour reconstruire l'histoire et produire des cartes Pression-Température-déformation-temps d'échantillons métamorphiques à l'échelle de la lame mince

Les méthodes spectroscopiques XAFES et XANES pour mesurer les variations spatiales de composition et d'état redox de microéchantillons, et pour obtenir des données densité-composition des magmas

La sédimentologie fine des remplissages lacustres, pour reconstituer l'évolution de l'environnement alpin au Quaternaire, avec étude des sismites pour une approche spatio-temporelle de la paléosismicité

La stratigraphie séquentielle des plates-formes carbonatées, pour décrypter la composante climatique dans le message sédimentaire.



1.3 Floralis

1.3.1 Interface entre le monde de l'Industrie et celui de la Recherche

S.A.S. (société par actions simplifiées) au capital de 1.5 M€* créée en février 2004, Floralis est la filiale de droit privé de l'Université Joseph Fourier.

À la fois outil de valorisation de la recherche et société de service de l'UJF, Floralis **est une interface entre le monde industriel et celui de la recherche académique.**

Sa mission est de valoriser l'offre technologique et scientifique développée au sein des laboratoires de recherche de l'UJF, notamment par la détection et le développement des offres innovantes et attractives, la promotion de ces offres auprès des différents secteurs industriels concernés, l'accueil des industriels désireux de trouver des solutions technologiques.

De plus, en tant que société de service, Floralis réalise, pour le compte de l'UJF, différentes prestations telles que la validation juridique de contrats, l'assistance à la gestion de projet, des actions d'information des chercheurs...)

*** Actionnariat : 80% UJF, 13% CDC, 7% CE Alpes**

1.3.2 Un environnement favorable

Implantée dans le Domaine Universitaire de Gières, à la porte de Grenoble, Floralis bénéficie d'une situation géographique stratégique et de la proximité de nombreux centres de recherche de pointe.

1.3.3 Les différents types de collaboration avec les industriels

Floralis accompagne les chercheurs dans la mise en place de toute collaboration avec les industriels. De la recherche des partenaires, en passant par la négociation et jusqu'à la rédaction et la signature des contrats.

Floralis est le guichet unique pour les entreprises souhaitant établir une collaboration avec les laboratoires. Floralis organise des visites des laboratoires et met en relation les entreprises avec les équipes de recherche appropriées.

Pour chaque collaboration ou relation avec les entreprises, Floralis établit des contrats spécifiques

- Contrat de collaboration de recherche : contrat définissant les termes selon lesquels un laboratoire de l'UJF collabore avec un industriel pour réaliser une étude dans laquelle chaque partie s'engage à réaliser un travail sur des aspects définis.
- Contrat de prestation de recherche : contrat associant un laboratoire de l'UJF à un industriel pour lequel il s'engage à réaliser des études sans garantie de résultats, mais pouvant amener à des connaissances nouvelles qui bénéficieront à l'entreprise en lui permettant par exemple, d'optimiser sa production ou de résoudre un problème technique.
- Contrat de transfert de matériel : contrat qui fixe les conditions selon lesquelles un laboratoire de l'UJF mettra à disposition d'un tiers industriel un produit ou du matériel développé au sein de l'Université et relevant de sa propriété. Dans chacun de ces trois contrats, les conditions financières, juridiques, de propriété intellectuelle et de calendrier sont précisément fixées entre les parties.
- Accord de confidentialité : document protégeant la divulgation de données par les tiers auxquelles elles sont présentées. Ce document est établi selon des critères qui lui garantissent une réelle valeur juridique en cas de litige ultérieur pour un dépôt de brevet.

RMQ : Pour ma part mon contrat avec Floralis s'inscrit comme **Contrat de prestation de recherche**

2 Présentation géologique

2.1 Localisation de l'étude géologique

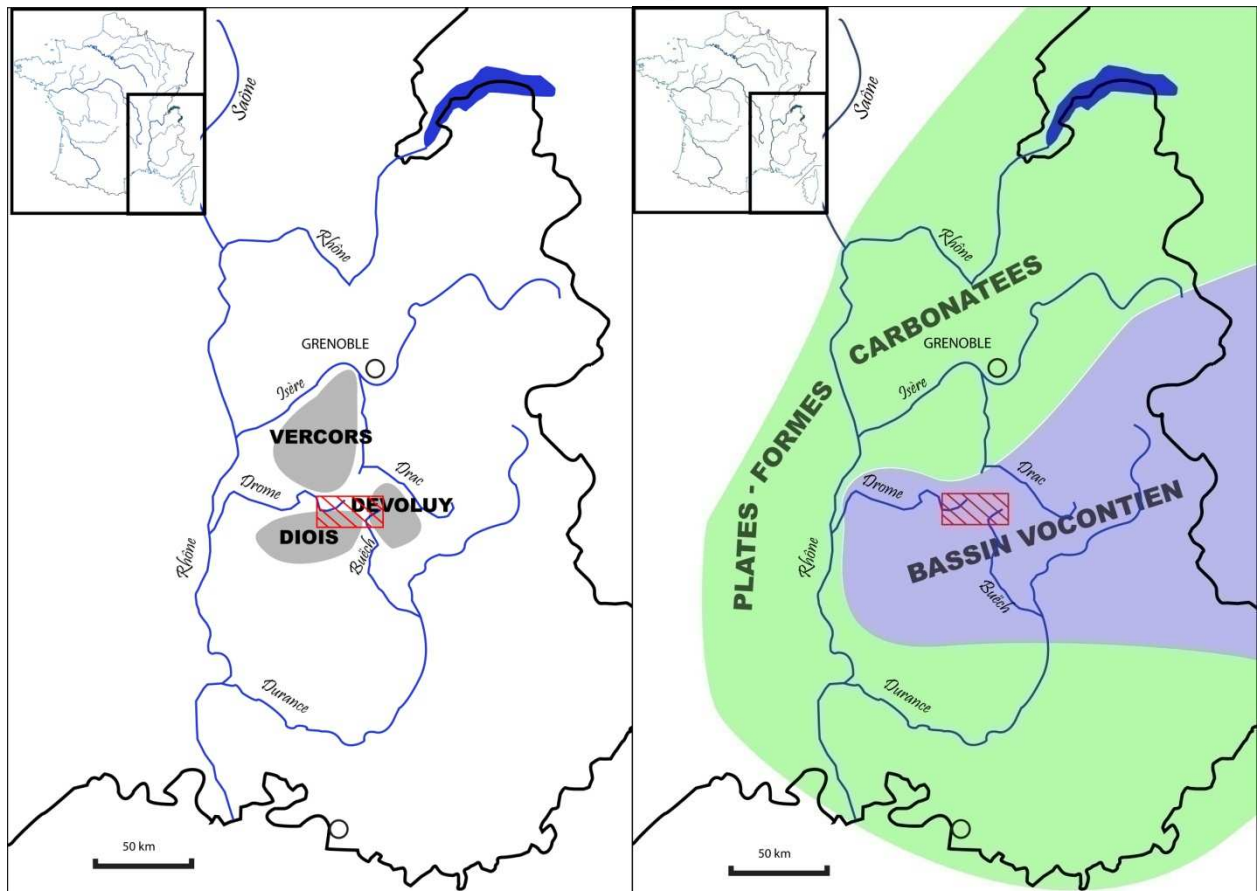


Fig 2.1 : Localisation géographique de la zone d'étude (en hachures rouges)

La zone d'étude se trouve à cheval sur

- deux massifs des Préalpes ; le Diois et le Dévoluy.
- trois départements ; l'Isère, la Drôme et les Hautes-Alpes

D'un point de vue paléogéographique au Crétacé inférieur nous sommes au pied de la plate-forme carbonatée du Vercors, c'est-à-dire au Nord du bassin vocontien

2.2 Histoire géologique simplifiée de la zone d'étude

- i. Rifting du Trias et Lias : le socle se déchire, des blocs basculés sont formés, les failles profondes ainsi créées joueront à nouveau plus tard. Les talus du futur océan alpin sont créés.
- ii. Accrétion océanique de l'océan téthysien qui s'ouvre (à partir du Bajocien -171 Ma),
- iii. Tectonique d'extension : extension albo- cénomaniennne (–99 Ma) Nord Sud affectant les terrains les plus anciens à l'affleurement (Kimméridgien –161 Ma) et sûrement ceux plus profonds jusqu'à la ou les surfaces de décollement, ainsi que les terrains plus jeunes anté-cénomaniens.

- iv. Phase des plissements anté-sénoniens : elle débute au turonien et s'achève au coniacien, elle forme des plis coiffés pouvant être déversés vers le Nord.
- v. Extensions locales selon un axe E-W à relié à l'érosion sous marine; escarpements sous marin
- vi. Fracturation nummulitique : fracturation Nord-Sud du bassin d'avant chaîne alpin.
- vii. Phase des plissements post-nummulitiques : plissements alpins. Ces plissements sont à l'origine des interférences de plis visibles sur l'**annexe 0**

2.3 Les surfaces de décollement potentielles

Il existe une surface de décollement qui accommode la couverture sédimentaire au socle

non déformé, malheureusement celle-ci (ou celles-ci) n'affleure pas, c'est un décollement aveugle. Comme pour d'autres massifs préalpins il est communément admis que la surface de décollement est triasique sur un hypothétique niveau d'évaporites. Cependant il est possible que les « marnes noires » épaisses de l'oxfordien aient jouées un rôle de décollement, elles aussi puisque ces couches sont d'une part relativement ductiles et d'autre part presque à la base de la colonne stratigraphique. Grâce une étude sismique et sédimentaire, [DEBRAND-PASSARD .S (1984) – *Synthèse géologique du sud-est de la France– mémoire du Bureau de recherches géologiques et minières*], la profondeur du toit du socle à été cartographier (**Fig2.2**). Les isohypses de la zone d'étude ne sont pas bien contraintes néanmoins sachant que l'épaisseur de la couverture du socle est quasi nul au niveau du dôme de la Mûre et de l'ordre de 3-4 km au sud du Dévoluy. On en déduit que la couverture dans la zone d'étude est de l'ordre de 2 à 3 kilomètres, or les colonnes stratigraphiques qui sont présentées plus loin dans ce rapport indiquent une épaisseur de 3 kilomètres, en conclusion il n'y a pas de redoublement de la série.

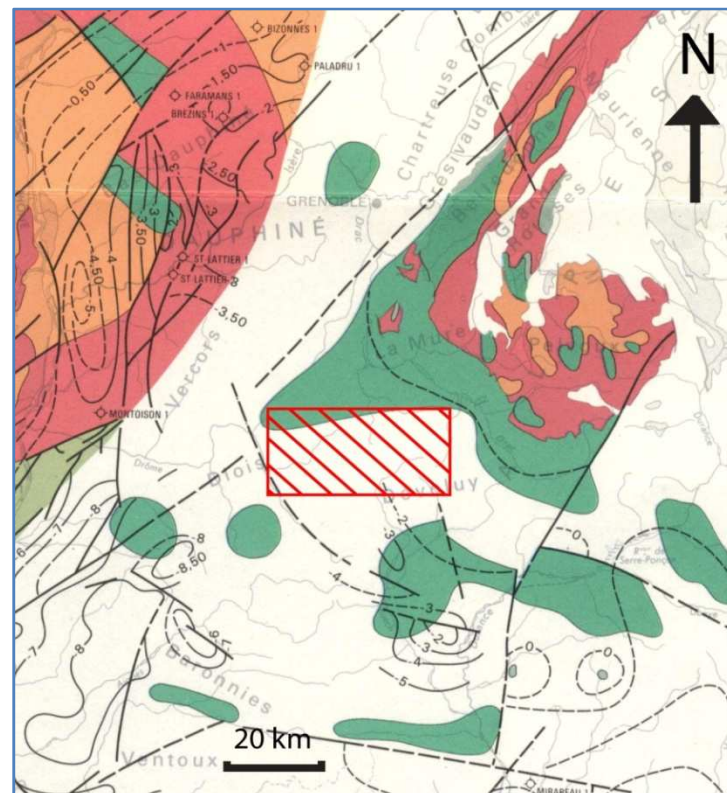


Fig. 2.2 : Isohypes du sud est de la France

[DEBRAND-PASSARD .S (1984) –Les courbes en trait noires issues des interprétations de données sismiques, les courbes en tirets noirs proviennent d'autres données. Les traits et tirets noirs plus épais sont des failles du socle majeures et anciennes. Les couleurs correspondent à la nature du socle.

2.4 Cadre structural ante-sénonien

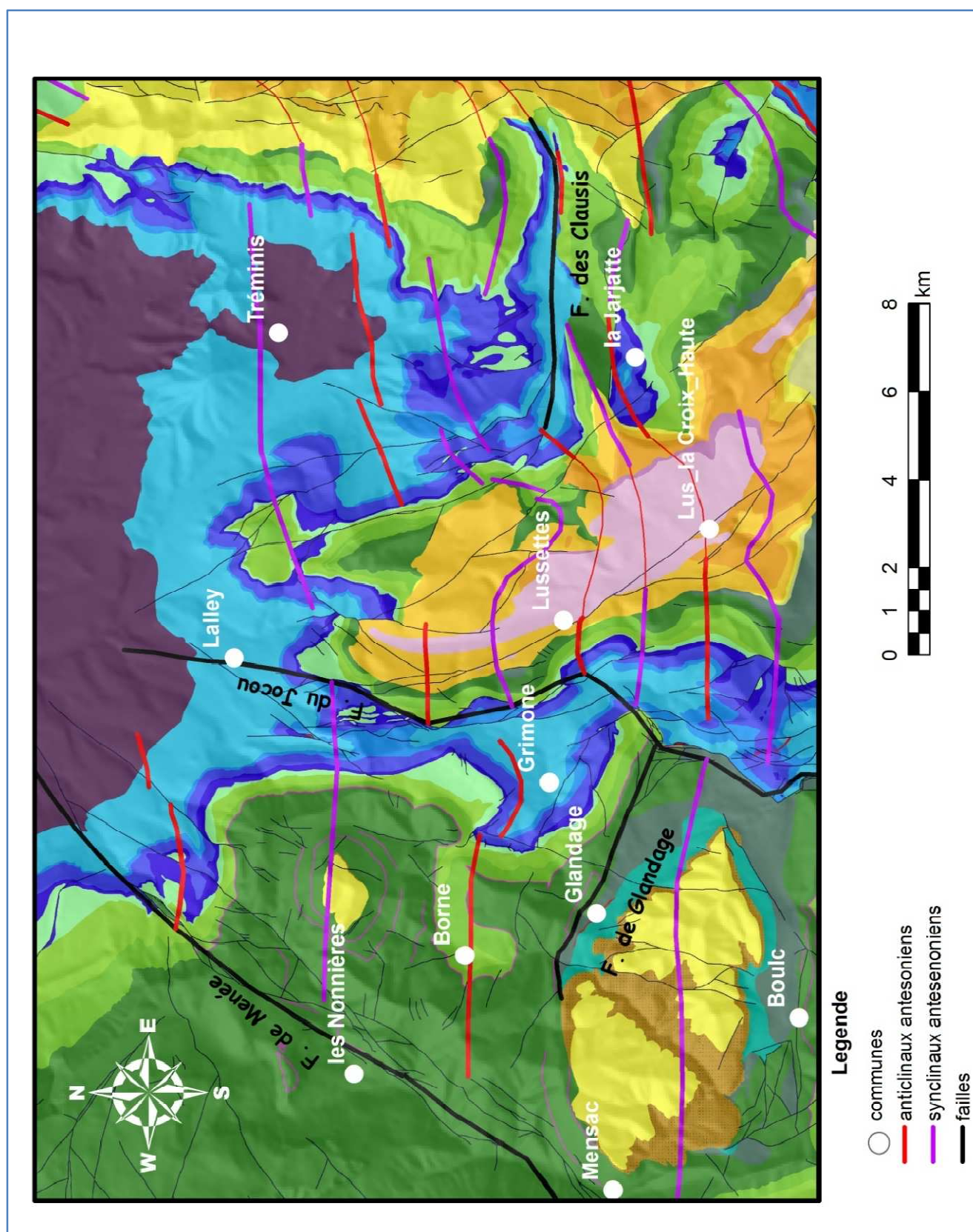


Fig2.3 : Carte géologique et schéma structural de la tectonique ante-sénonienne de la zone d'étude,

Pour la légende des niveaux géologiques se reporter à la Figure 2.4, tracée d'après un assemblage des feuilles géologiques au 1/50000 du BRGM préalablement géoréférencées (Mens – St Bonnet)

D'un point de vue tectonique, on trouve deux failles majeures anciennes, faisant jouer le socle: à l'ouest la faille de Menée (NE-SW) et à l'est la faille de Jocou (N-S), [ARNAUD .H , 1974] Elles séparent en trois domaines la zone d'étude (**Fig2.3**) que voici d'ouest en est ;

- le Vercors méridional
- la zone de Glandage
- le Dévoluy occidental

Outre les différences stratigraphiques que nous aborderons ultérieurement, ces trois zones ont une réponse structurale différente selon les activités tectoniques anté-sénoniennes.

2.4.1 Caractères structuraux ante-sénoniens du Vercors méridional

Le Vercors méridional n'a pas de plis dû à une activité tectonique anté-sénonienne, il possède une épaisse série calcaire de plate-forme ($\approx 400\text{m}$). Cela lui confère une certaine rigidité.

2.4.2 Caractères structuraux ante-sénoniens de la zone de Glandage

Des plis orientés est-ouest (**Fig2**) se forment à partir du Turonien terminal (-90 Ma) puisque ces couches présentent des particularités microstructurales permettant d'affirmer le début d'une compression. Par ailleurs ces plis sont de types coiffés et ont une longueur d'onde d'environ 8 kilomètres, les synclinaux et les anticlinaux sont de même largeur. Ils se terminent brutalement à l'ouest contre la faille de Menée et à l'est contre la faille de Jocou. On nomme ces plis « plis anté-sénoniens »

Il existe une faille de même orientation que les plis qui semble être affectée par les plissements ante-sénoniens. C'est la faille de Glandage. [ARNAUD .H (1969) – Note préliminaire sur quelques particularités de la région de Glandage (Haut-Diois)]

2.4.3 Caractères structuraux anté-sénoniens du Dévoluy oriental

On retrouve la même famille de plis est-ouest. Cependant la datation de ces plissements est difficile car on ne trouve pas de Turonien terminal au cœur des synclinaux comme dans les plis de la zone de Glandage. Les couches les plus récentes impliquées dans ce plissement sont des marnes albiennes (-110 Ma). Par analogie on les date contemporaines aux plis de la zone de Glandage et on fait l'hypothèse qu'il n'y a pas eu de dépôt turonien dans cette zone ou les couches ont été érodées. On notera que la longueur d'onde des plissements est deux fois plus petite (2 kms environ). De plus, les plis sont parfois déversés et ce, vers le nord. On en déduit une poussée venant du sud.

Comme dans la zone de Glandage une faille de même orientation que les plis est antérieure à ceux-ci. Cette faille est soulignée dans le paysage puisqu'elle forme une entaille profonde dans les contreforts du Dévoluy occidental. Elle porte le nom du vallon qu'elle crée: la faille des Clausis.

2.5 Stratigraphie

Pour apporter une homogénéité à l'étude trois logs (**Fig2.4**) sont décrits correspondant aux trois zones décrites dans le sous chapitre précédent 2.3. Cependant pour une assimilation rapide voici les caractéristiques principales de chaque zone.

2.5.1 Stratigraphie du Vercors méridional

Le Tithonique forme une barre calcaire subdivisée en 2 ou 3 niveaux plus durs. Il est souvent à la crête des montagnes ; c'est un niveau orographique.

Le barrémo-bédoulien est une épaisse série calcaire bioclastique, formant des falaises hautes et abruptes de la montagnette; c'est un calcaire de plate-forme de faciès bioclastique peu profond. Ce calcaire n'est recouvert dans cette zone par aucune autre série albo-cénomaniennne (marno-pélagique). On a deux hypothèses; soit l'existence d'une lacune sédimentaire, soit une érosion des séries marneuses pélagiques. On retiendra la deuxième hypothèse car dans le hanging wall de la faille de Menée (compartiment au sud-est de la faille) on observe des blocs albo-cénomaniens au cœur du synclinal de Glandage. Or ceux-ci proviennent sans aucun doute du compartiment au Nord-ouest de la faille de Menée. D'un point de vue paléogéographique, la faille de Menée déjà existante à l'époque délimitait au sud la plate-forme carbonatée du barrémien supérieur.

2.5.2 Stratigraphie de la zone de Glandage

Comme dans le Vercors méridional le Tithonique est un niveau orographique. En revanche le Barrémo-bédoulien diffère de celui de la zone du Vercors méridional. Celui-ci correspond au basin floor fan (éventail sédimentaire de talus de la plate-forme carbonatée).

Le Barrémo-bédoulien de faciès peu profond du Vercors méridional alimente par avalanche sous marine le basin floor fan (BFF). On a alors un faciès globalement plus argileux mais toujours bioclastique (faciès hémipélagique). Cependant, il reste des bancs franchement calcaires relativement épais formant des barres nettes dans le paysage. Cette zone correspondait au pied du talus de la plate-forme et le fond marin se trouvait aux environs de deux cents mètres de profondeur.

Au dessus de la série Barrémo-bédoulienne se situe une série en alternance de calcaires et de marnes gris bleu correspondant à un approfondissement marin, marquant le passage au crétacé supérieur. On y trouve des foraminifères pélagiques et des ammonites Inocérammes (fossile stratigraphique de l'étage). Cette série n'est présente que dans le hanging wall de la faille de Glandage. Naturellement on se demande si le cénomanien s'est déposé puis érodé sur le footwall où si il n'y a pas eu de dépôt cénomanien sur le footwall. Une ébauche de réponse est apportée par l'observation décrite au **paragraphe 3.1.2**

Au-dessus du cénomanien repose en concordance mais avec une lacune sédimentaire le Turonien supérieur. C'est un calcaire à grain fin de Quartz et de glauconie (**Fig3.13**), et/ou par endroit un conglomérat dont les galets constitutifs sont principalement d'âge barrémien. Au Turonien la région est soumise à une grande régression, ceci est attesté dans

Fig 2.4 : Logs stratigraphiques des trois zones d'étude

le Vercors [ARNAUD-VANEAU.A & HARNAUD.H (1985) – *Mise en évidence d'un paléokarst Turonien daté par des Bryozoaires dans le Vercors septentrional (France SE)* – *Geobios* n°13 p 617 619] par un paléokarst Turonien entre la séquence n°2 et n°3 du barrémien supérieur. Sachant qu'à cette époque il y avait au minimum 200 m de sédiment au-dessus de cette limite de séquence. On en déduit que la chute du niveau marin au Turonien est de plus de 200 m.

2.5.3 Stratigraphie de la zone du Dévoluy occidental

Contrairement au tithonique dans les zones plus occidentales, celui-ci disparaît et réapparaît latéralement par des biseaux doux et varie fortement en épaisseur. Cette lacune sédimentaire serait due à une érosion synsédimentaire de type paléocanyon. Concernant le Barrémo-bédoulien, celui est comparable au faciès de la zone de Glandage. Cependant la limite inférieure avec l'hauterivien semble être plus progressive. Sur le plan paléogéographique les sédiments barrémiens font partie également du BFF.

3 La zone de Glandage

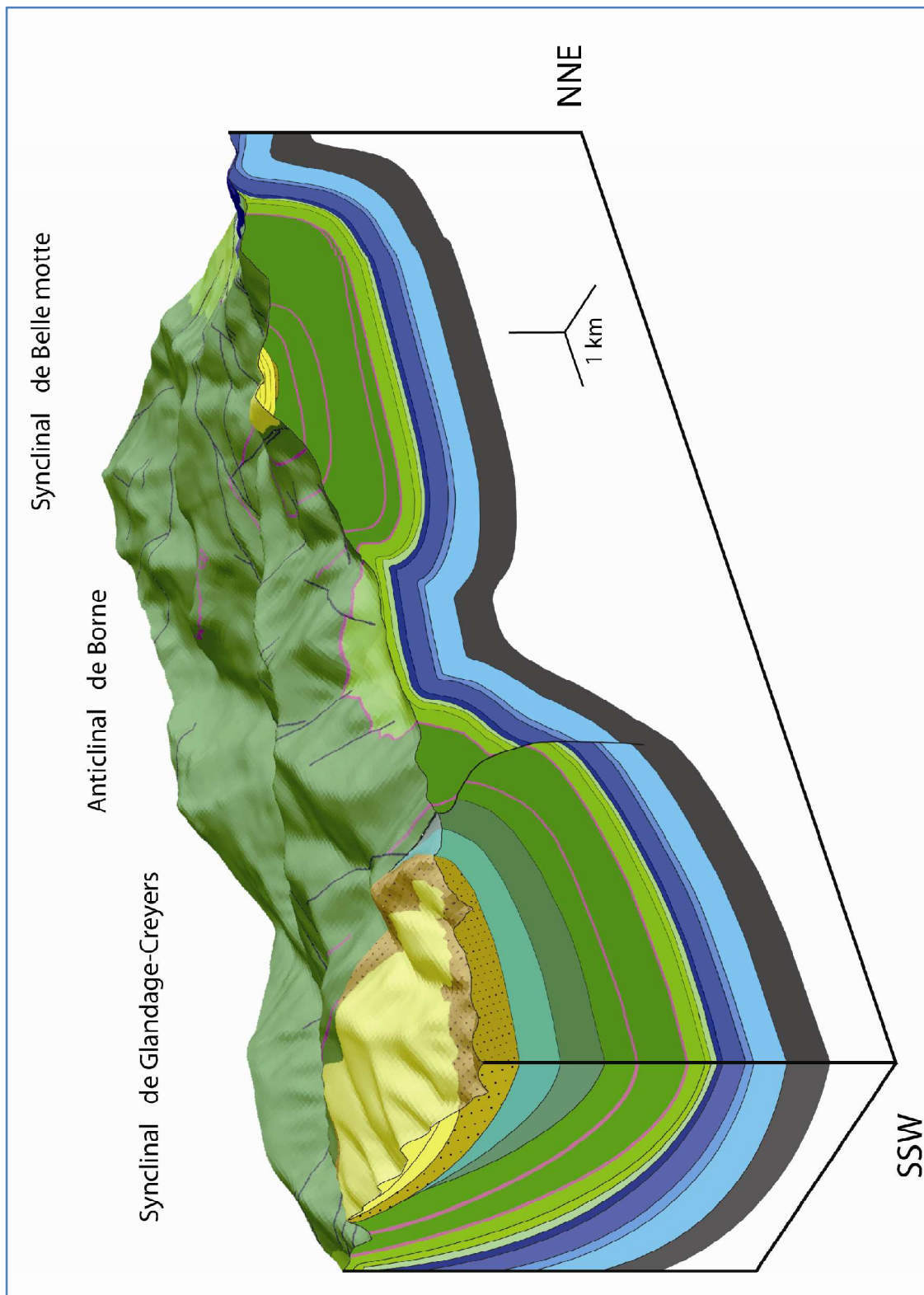


Fig3.1 : Bloc diagramme de la faille de Glandage

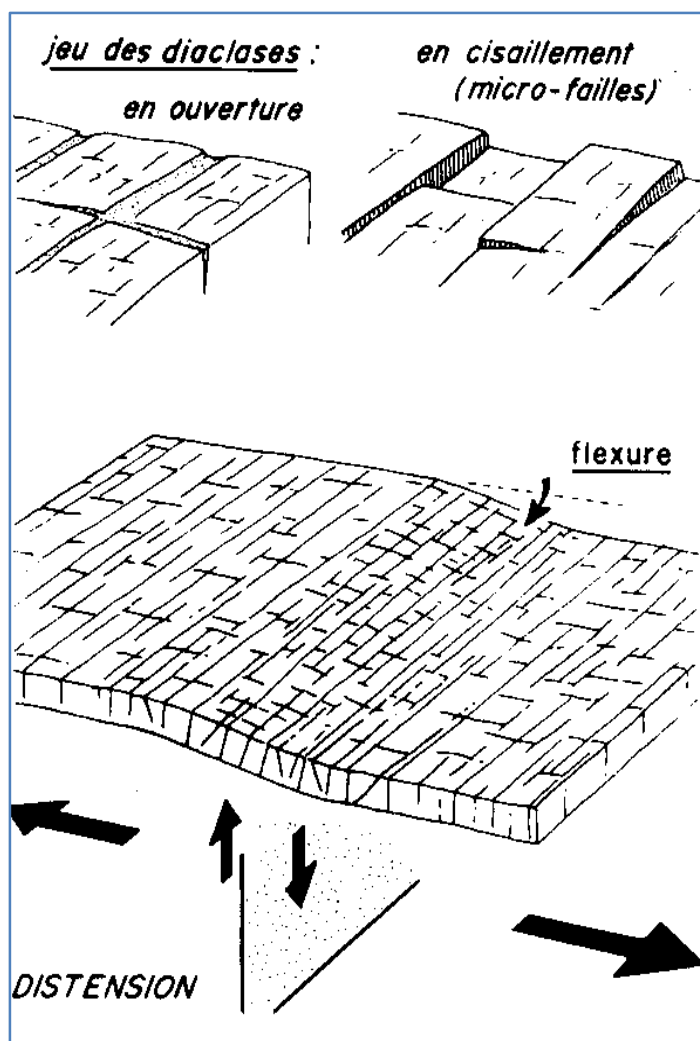
(Les couleurs correspondent aux couleurs de la carte géologique de la Figure 2.3 et des logs stratigraphiques de la Figure 2.4)

La faille de Glandage est située entre la bordure septentrionale du synclinal de Glandage et la bordure méridionale de l'anticlinal de Glandage. Le plan de faille a été déformé et basculé ultérieurement lors de la phase de compression (**Fig3.1**), pendant l'inversion tectonique débutant à la fin du Turonien début Cénomaniens (–88,5 Ma) jusqu'au Campanien (–83 Ma). Ainsi la faille originellement pentée vers le sud a progressivement basculé lors de l'inversion et le pendage actuel est orienté vers le nord. Par conséquent, après inversion le footwall devient hanging wall et inversement le hanging wall devient footwall. Mais, pour éviter toute complication de terminologie, on utilisera la géométrie anté-inversion pour nommer les compartiments ; le footwall est le compartiment au Nord de la faille et le hanging wall est le compartiment au sud.

3.1 Marqueurs d'une extension anté-turonienne

3.1.1 Joints tectoniques

Lors d'une phase d'extension on crée une ou plusieurs flexures, or l'étude se trouve précisément sur le rebord septentrional du bassin vocontien qui en est une. Ce bassin existe depuis le Trias (épais dépôts d'évaporites), au dogger (dépôt épais de marnes, terres noires), et enfin au Crétacé inférieur (faciès hémipélagique).



Les joints tectoniques (**Fig3.2**)(ou diaclasses) sont des marqueurs d'épisodes distensifs, deux familles de joints subverticaux et perpendiculaires entre elles se forment l'une parallèle à la flexure et l'autre parallèle à l'extension. Ces joints sont synsédimentaires, leur développement est aussi précoce que l'induration, sans qu'il y ait une lourde charge sédimentaire au-dessus. Ainsi les joints tectoniques ne sont pas synchrones entre eux mais se forment séquence par séquence.

Dans l'étude, afin de mettre en évidence une extension, il était nécessaire de récolter un maximum de données dans divers étages. J'ai donc fait l'analyse structurale (**Fig3.3**) sur 36 stations de ces diaclasses sur l'anticlinal de Glandage (**Fig3.1**) dans une période allant du Kimméridgien (155 Ma) au Cénomaniens (99,6 Ma)

Fig 3.2 : Développement de joints tectoniques lors d'une flexuration
TRICART.P (1986)

[TRICART.P (1986) - Quelques exemples de diaclases précoces en domaine de plate-forme(Tunisie) : leur utilité pour dépister une extension synsédimentaire ou une inversion structurale.

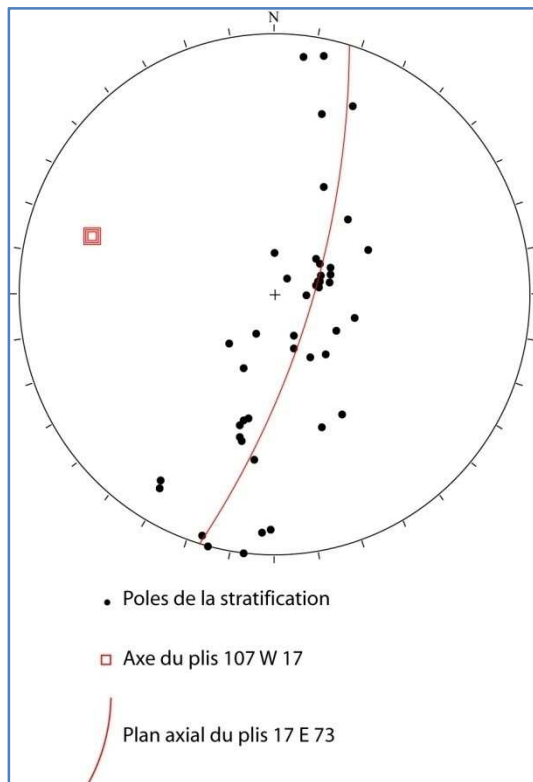


Fig 3.3 a : Stéréogramme (Wulf inférieur) représentant l'anticlinal de Glandage

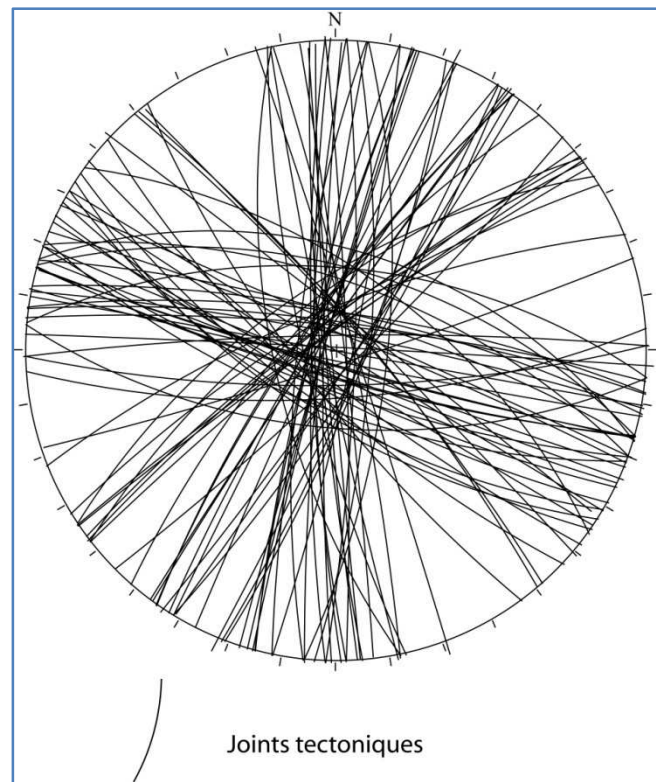


Fig 3.3 b : Stéréogramme (Wulf inférieur) représentant des joints tectoniques pour les 36 stations dont la stratification a été mise à plat

On observe essentiellement deux familles verticales de joints tectoniques une première d'orientation moyenne N100E parallèle à la faille de Glandage et correspondant à la paléoflexure et une seconde N10E perpendiculaire à la faille de Glandage. Ainsi les joints tectoniques sont les témoins d'une flexure de la bordure nord du bassin vocontien pour la période allant jusqu'au Cénomani. Lors du serrage régional Nord- Sud postérieur à la flexure, elle fut reprise pour former l'anticlinal de Glandage. L'anticlinal de Glandage a hérité des joints tectoniques formant une fracturation longitudinale et transverse à celui-ci, sans qu'il y ait une fracturation oblique à l'axe de pli. La fracturation est oblique à l'axe de l'anticlinal lorsque la roche le constituant n'a pas été fracturée avant la phase de compression, autrement dit lorsqu'il n'y a pas d'inversion structurale mais un simple serrage. Cet anticlinal dont la fracturation n'est pas oblique mais longitudinale et transversale est un témoin d'une inversion structurale positive, dont la compression était dirigée N107E (**Fig3.3 a**) (d'après l'axe du pli). La **figure 3.3b** montre le réseau de fracture (joints tectoniques) telle qu'il était avant la phase de compression, j'ai fait l'hypothèse que les couches étaient à plats, j'ai donc station par station basculé les joints tectoniques. Voici les résultats ; nous avons un réseau (n°1) dense de joints tectoniques sub-verticaux sur un axe N100E dont le pendage est

soit orienté sud soit nord. Un réseau (n°2) orienté en moyenne N10E mais moins ordonné que le premier réseau, en effet l'orientation des joints tectoniques se trouve sur une fourchette de N350E à N40E. Le réseau de fracture (n°1) correspond aux fractures parallèles à la flexure extensive (perpendiculaire à l'extension). Le réseau (n°2) correspond aux fractures perpendiculaires à la flexure(**Fig3.2**). La couche la plus jeune et affectée par ces fractures est cénomaniennne (–92 Ma). La couche sus-jacente au Cénomanienn (Turonien supérieur) n'est pas affectée des joints tectoniques, mais par une schistosité originale qui sera traité au paragraphe 3.3. La flexure de la bordure Nord du bassin vocontien se termine donc au cénomanienn.

3.1.2 Paquets glissés de Glandage

Au niveau du village de Glandage, dans les plaines cultivées on observe un niveau d'une vingtaine de mètres d'épaisseur de faciès calcaire à silex noirs. Il est visible : sur la carte géologique (**Fig2.2**), (c'est le niveau en rouge) et aussi sur les photos satellites de [www.geoporail.fr/](**Fig3.4**)

Celui-ci est d'âge barrémien basal et se trouve dans le compartiment supérieur hanging wall

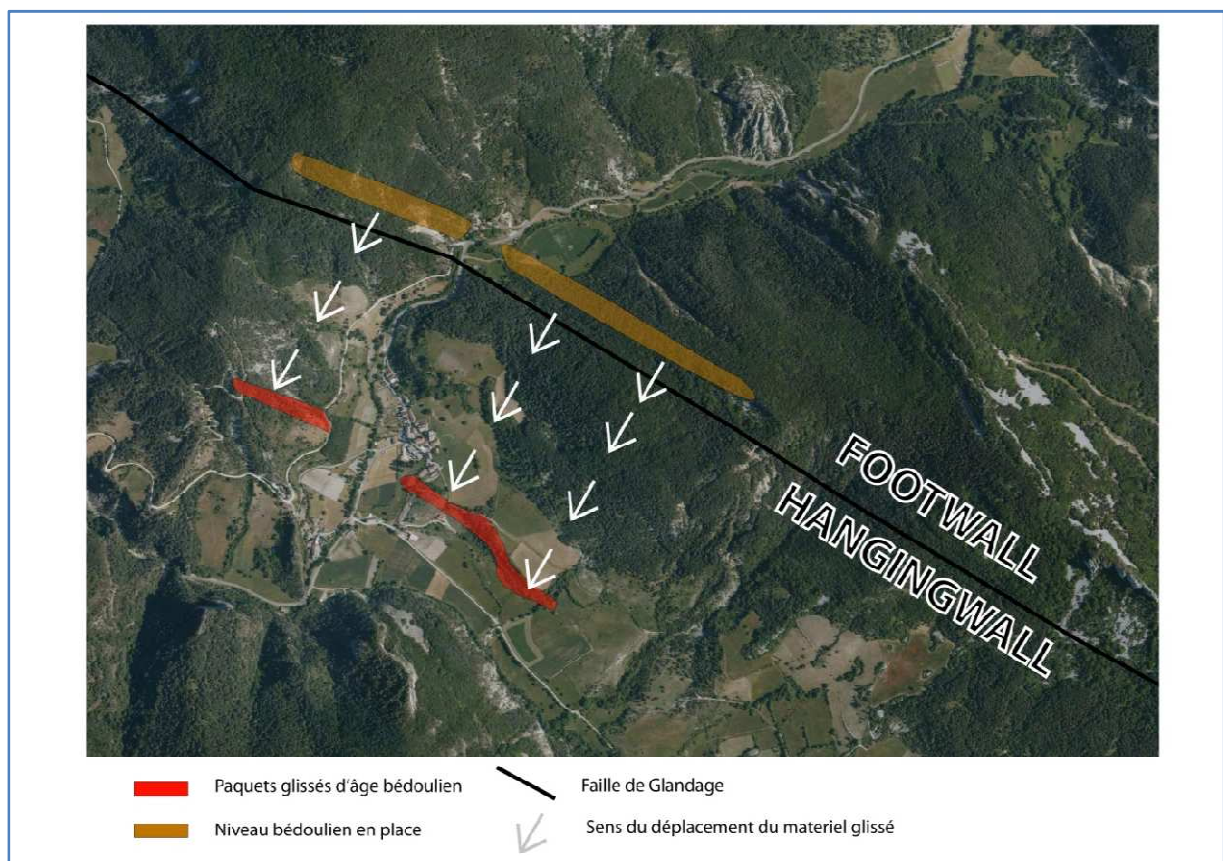
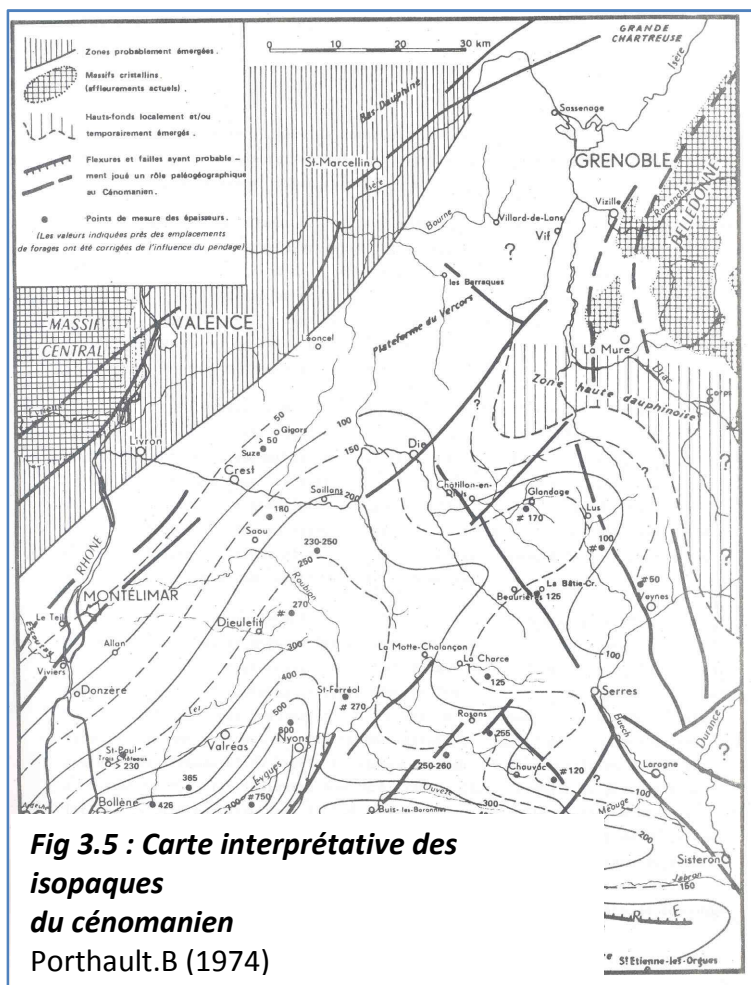


Fig3.4 : Vue satellite des paquets glissés de Glandage



intercalé entre deux niveaux plus jeunes ; limite aptien cénoomanien (crétacé inférieur supérieur). Or le même faciès barrémien est présent dans le footwall mais sans anomalie stratigraphique. On en déduit que cette anomalie est un paquet glissé ou olistolithe dont la mise en place est datée de manière relative entre le début du cénoomanien et la fin de l'albien soit environ -99,6 Ma. La question qui vient naturellement à l'esprit est la suivante. Comment ce glissement a-t-il opéré ?

On sait que la fin de l'albien et le début du cénoomanien sont dans une période de haut niveau marin. Cependant les isopaques du cénoomanien (**Fig3.5**)

[PORTHAULT.B (1974) – Thèse Le

crétacé supérieur de la « fosse vocontienne » et des régions limitrophes (France sud-est)]

s'amincissent vers le nord, et sont inexistante en approchant le dôme de la Mure, je pense que cette carte interprétative des isopaques du cénoomanien (**Fig3.5**) n'a été contrainte dans la région de l'étude(haut Diois & Dévoluy occidental) que par le cénoomanien affleurant au sud de la faille de Glandage et au sud de Lus la Croix Haute. A l'époque où PORTHAULT.B a écrit sa thèse, le paquet glissé n'avait pas encore été considéré comme telle, par conséquent seule les failles cévenoles (ou hercynienne) paraissent être active sur son schéma (**Fig3.5**) alors que la faille de Glandage l'est aussi. Par conséquent je propose une autre interprétation des isopaques du cénoomanien et donc de la paléostratigraphie.

Au nord des accidents E-W, c'est-à-dire la faille de Glandage et la faille de Clausis aucun affleurement de cénoomanien n'est observé, on en déduit que les compartiments nord de ces failles ont été des zones de hauts fonds où les dépôts sédimentaires ont été rapidement érodés en milieu marin (érosion sous marine). Par conséquent au Cénoomanien la faille de Glandage conditionne la paléogéographie ; au sud il y a le bassin, et au nord des émergences ponctuelles dans le temps qui explique le hiatus Albo-cénoomanien. En effet, au synclinal de Belle motte, le turonien supérieur (-90 Ma) repose directement sur le barrémien (-115 Ma).

3.2 Marqueurs d'une compression anté-sénonienne

La faille de Glandage originellement pentée vers le sud lors de son jeu normal, puis pentée vers le Nord après inversion a subi un basculement, c'est un important marqueur d'une compression (**Fig 3.6a**)

Dans le synclinal de Glandage, les conglomérats des Gâts semblent résulter des prémices de l'inversion, en effet les galets constitutifs de cette formation sont principalement des galets bioclastiques barrémien provenant de terres émergées ; plate-forme carbonatée du Vercors et/ou footwall de Glandage. Cette émergence s'est produite au Turonien supérieur (–90 Ma) et/ou au Coniacien inférieur (–88 Ma) (âge des conglomérats des Gâts). Cette émergence est certainement à relier à la compression pyrénéo-provençale.

Plus tard dans la série et au cœur du synclinal de Glandage, des discordances emboîtées dans les niveaux gréseux Santonien (–87 Ma) soulignent l'activité en compression.

[ARNAUD .H]

Encore plus haut dans la série stratigraphique, à la fin du Santonien, début du campanien des slumps montrent que l'activité en compression n'est pas terminée, et que le plissement du synclinal de Glandage est actif puisqu'il y a l'existence d'une pente suffisamment forte pour initier des slumps. (**Fig3.6b**)

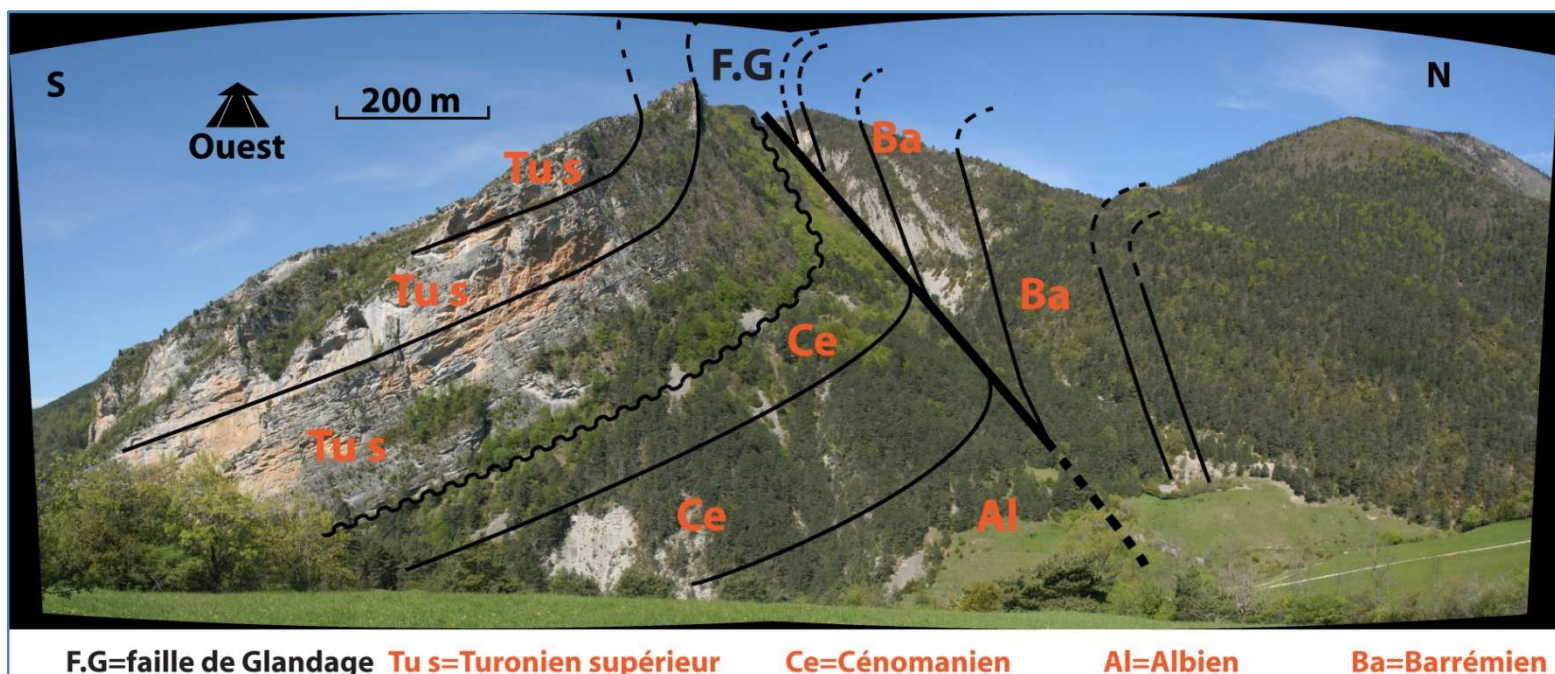


Fig 3.6a Panorama de la faille de Glandage

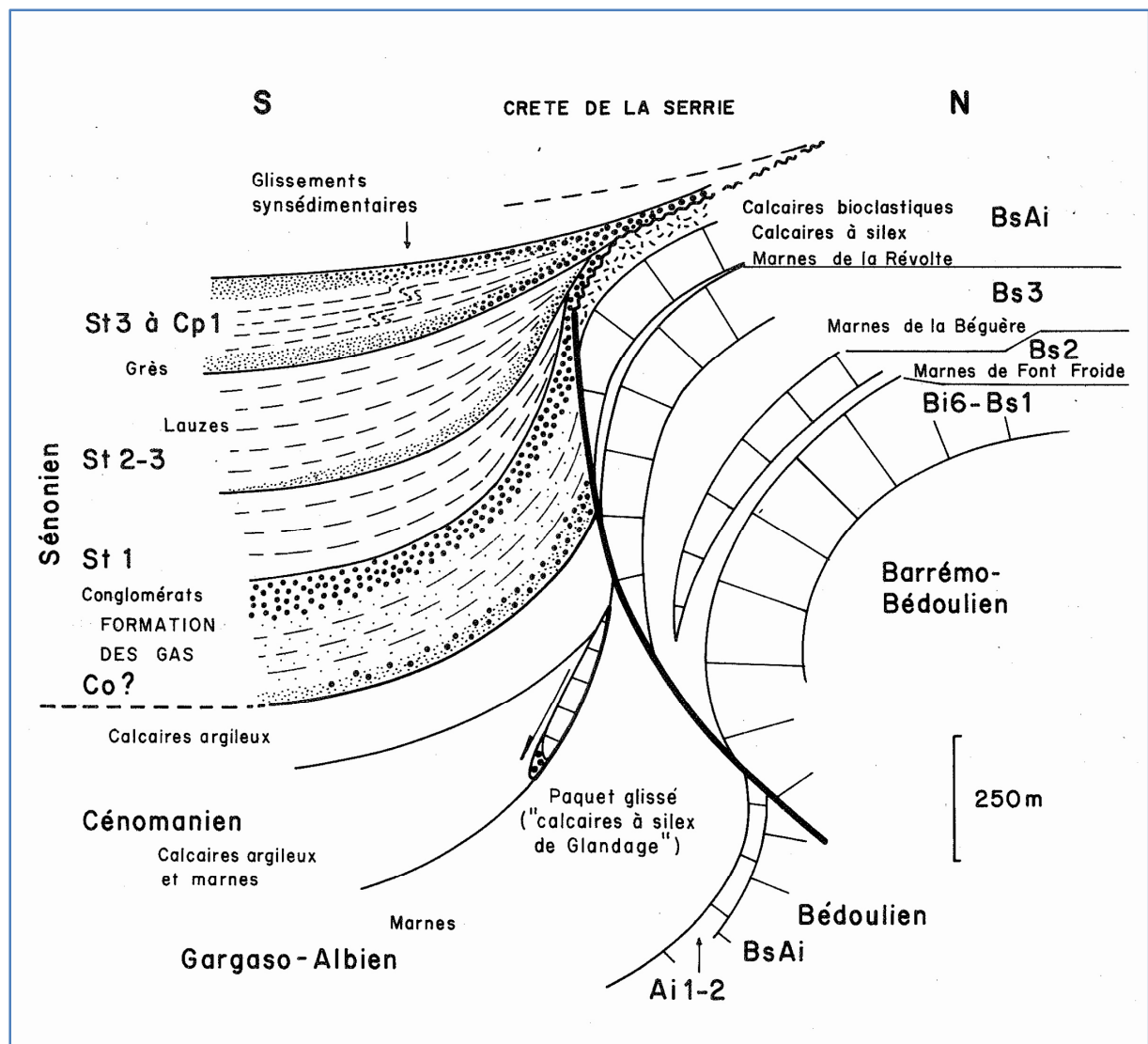


Fig. 3.6 b : Coupe schématique de la faille de Glandage
[ARNAUD .H (1981)]

Une schistosité particulière dans la région de Glandage est elle aussi un marqueur de la compression mais elle sera abordée dans le paragraphe suivant. [ARNAUD .H (1981)]

3.3 La schistosité de la formation des Gâts, Turonien sup, marqueur local d'une compression.

Au sud de la faille de Glandage, à l'entrée des gorges des Gâts et en rive droite du ruisseau de Glandage, une schistosité originale forme de petits reliefs verticaux par dissolution différentielle sur la falaise Turonienne orientée N-S. (Fig3.7)

On remarquera que la schistosité n'est pas sous forme de plans mais en bandes, qui sépare des dominos

Cette schistosité en relief correspond à une différence de texture de la roche (calcaire siliceux).

Hypothèse 1: Cette différence de texture serait due à des plans de dissolution car il semble que la concentration de Quartz est plus importante et que la matrice carbonatée est dissoute dans la bande de schistosité.

Hypothèse 2 : Cette schistosité pourrait être des plans de cisaillement

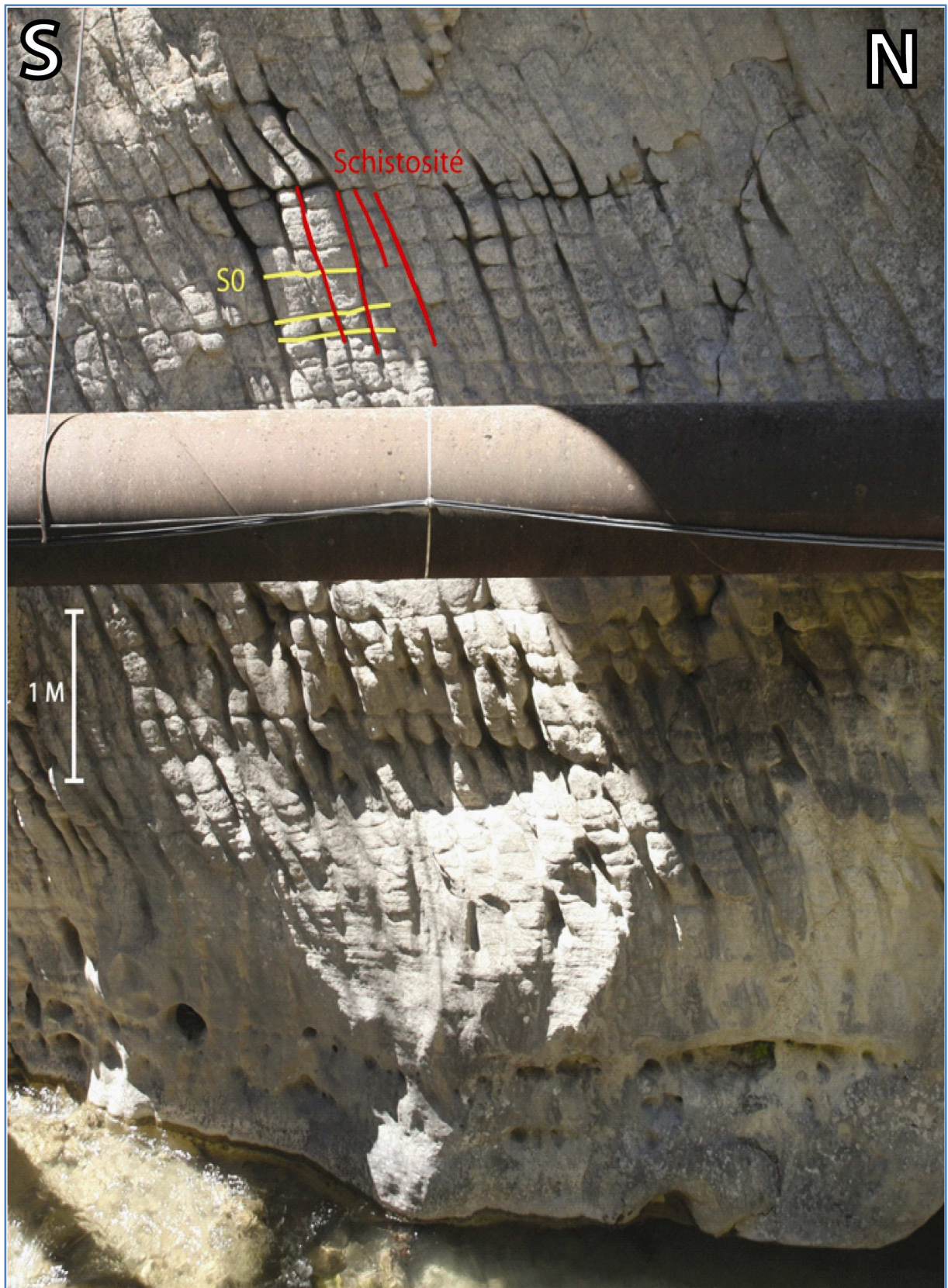


Fig 3.7 : Schistosité de la formation des Gâts

3.3.1 Analyse structurale

Une station de mesures de cette schistosité a été effectuée le long du ruisseau (**Figure 3.7**) sur une longueur d'environ 100 m ; les résultats sont consultables à l'**annexe 3**.

Voici le stéréogramme résultant des mesures ;

La stratification est légèrement pentée vers l'est à cause des déformations alpines tertiaires tardives. La schistosité est pentée vers le Nord et les valeurs sont homogènes, le pendage est similaire à la faille de Glandage. (**Fig3.8**)

Question hypothétique: Cette schistosité aurait elle un lien avec l'inversion Turonienne et si oui serait-il possible d'affiner la datation du début de la phase compressive de l'inversion ?

Au sud du synclinal de Glandage on retrouve la même schistosité avec un pendage vers le sud (**Fig3.9**)

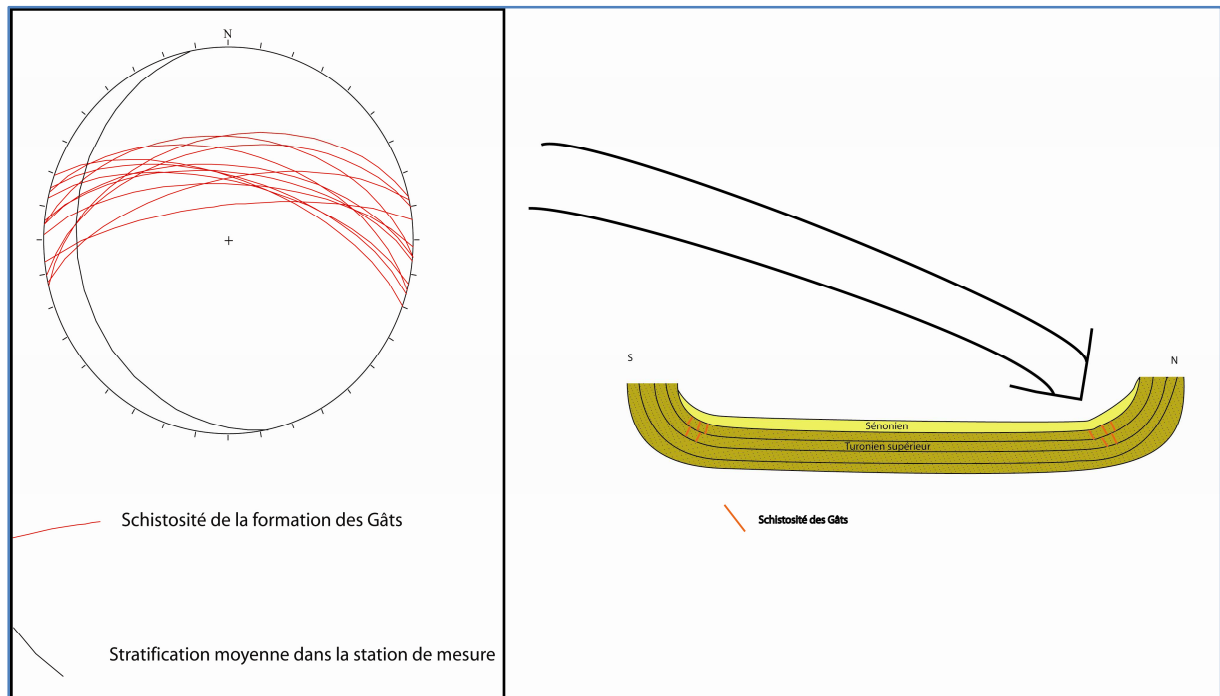


Fig 3.8 : Stéréogramme (Wulf inférieur) de la schistosité de la formation des Gâts sur le flanc nord du synclinal de Glandage

Fig. 3.9 : Schéma du synclinal de Glandage et localisation de la schistosité de la formation des Gâts

On remarque que la schistosité de la formation des Gâts est située essentiellement à l'intérieur des charnières du synclinal de Glandage, elle n'est pas présente au centre du synclinal.

3.3.2 Analyse en laboratoire de la schistosité

En premier lieu, la schistosité de la formation des Gâts ne se développe que dans un sédiment où la taille des grains n'est ni trop grande ni trop petite, cette schistosité n'est pas présente dans les conglomérats et dans les couches à fractions très fines. Typiquement, elle se développe dans un calcaire bioclastique et gréseux. On ne retrouve pas cette schistosité dans les étages supérieurs au Turonien (Santonien à Campanien); même dans des faciès semblables.

Deux échantillons ont été récoltés ; le n°1 n'est pas en place il a été ramassé dans le torrent des gorges des Gâts, l'échantillon n°2 a été prélevé in situ. **(Fig3.10)** Afin d'établir un vocabulaire le plus simple possible, la schistosité teintée en rouge est appelée « bandes de schistosité ». Le reste de la roche qui n'est pas dans la bande de schistosité est appelé « dominos ». Ils sont délimités verticalement par les bandes de schistosité et horizontalement par la stratification. La schistosité recoupe la stratification et la décale en jeu normale apparent. A la loupe on constate que les bandes de schistosité ont une différence de lithologie, elles sont plus riches en Quartz, de plus l'échantillon n°2 présente une porosité plus importante dans la bande de schistosité. En effet lorsque l'échantillon est mouillé la bande de schistosité est humide plus longtemps car celle-ci absorbe l'eau grâce à sa porosité. Ceci ne se vérifie pas sur l'échantillon n°1.

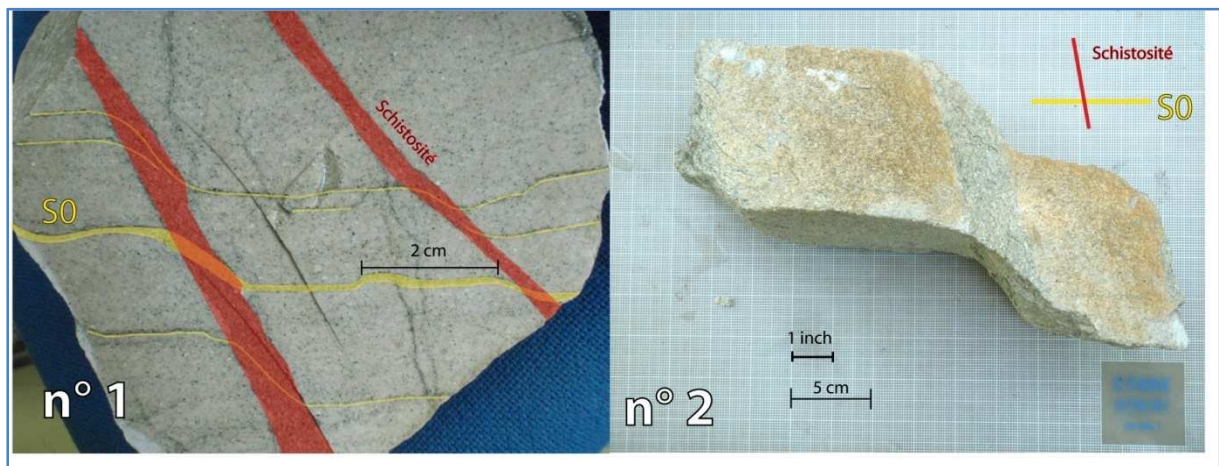


Fig 3.10 : Echantillons de la schistosité des Gâts

3.3.2.1 Analyses de la schistosité par diffraction au rayon X

L'analyse par diffraction au rayon X permet de connaître la composition minéralogique d'une roche de manière qualitative et non quantitative, néanmoins on peut comparer deux roches qui ont une composition similaire mais dans des proportions différentes. Le but de cette expérience est de comparer les proportions Qz/calcite dans chacun des échantillons ; dans

les dominos et dans la bande de schistosité. Lors du sciage de mes échantillons pour la confection de sures de lame mince j'ai gardé des fragments de la bande de schistosité et des dominos qui ont été réduit en poudre puis analysés par diffraction X.

Afin de comparer les résultats il me faut présenter les signatures spectrales des deux principaux minéraux (**Fig3.11**) (le Quartz et la calcite), les autres minéraux n'étant présents quand très faibles quantités, ils ne sont pas visibles sur le spectre et ne seront pas abordés dans cette analyse. Les bâtons symbolisent les piques angulaires de diffraction qui correspondent aux différentes facettes des cristaux, les bâtons rouges correspondent au Quartz et les bâtons bleus à la calcite.

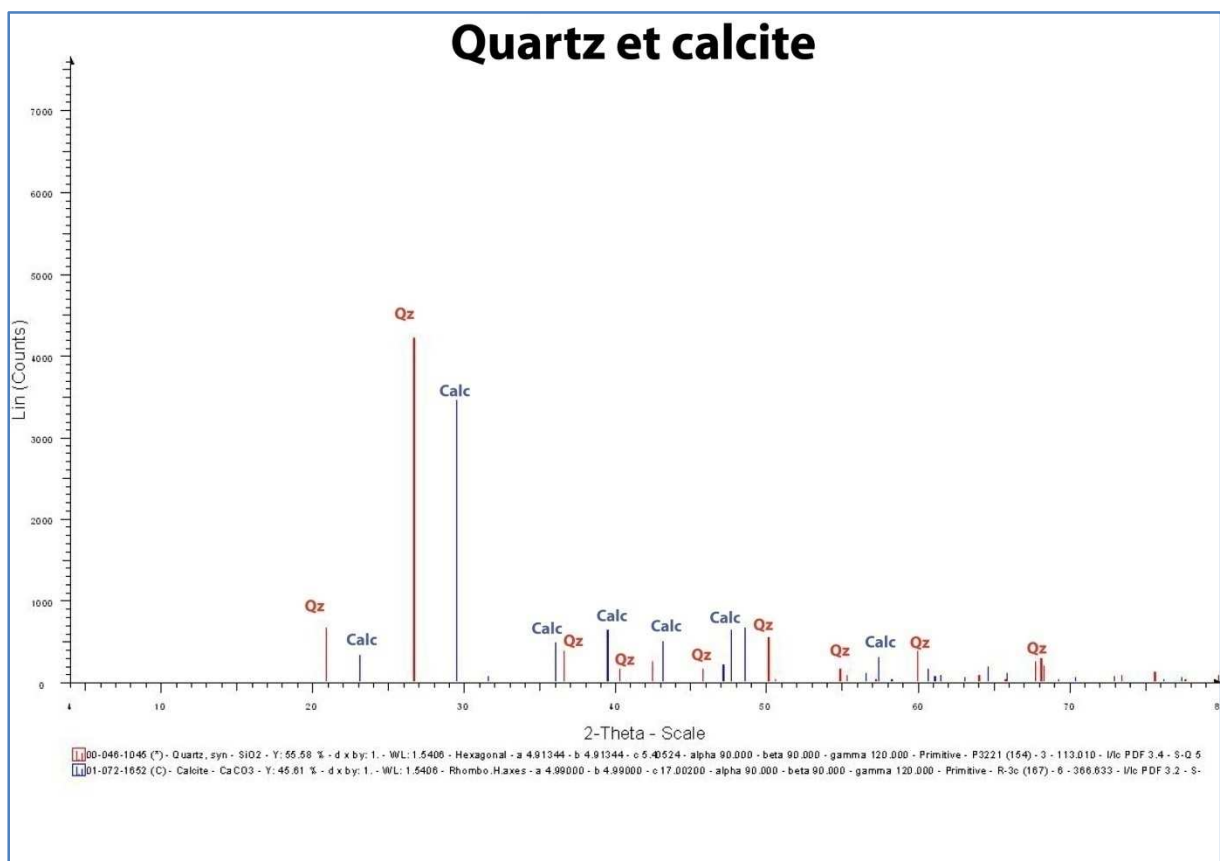


Fig 3.11: Signature spectrale du quartz et de la calcite, diffraction au rayon X

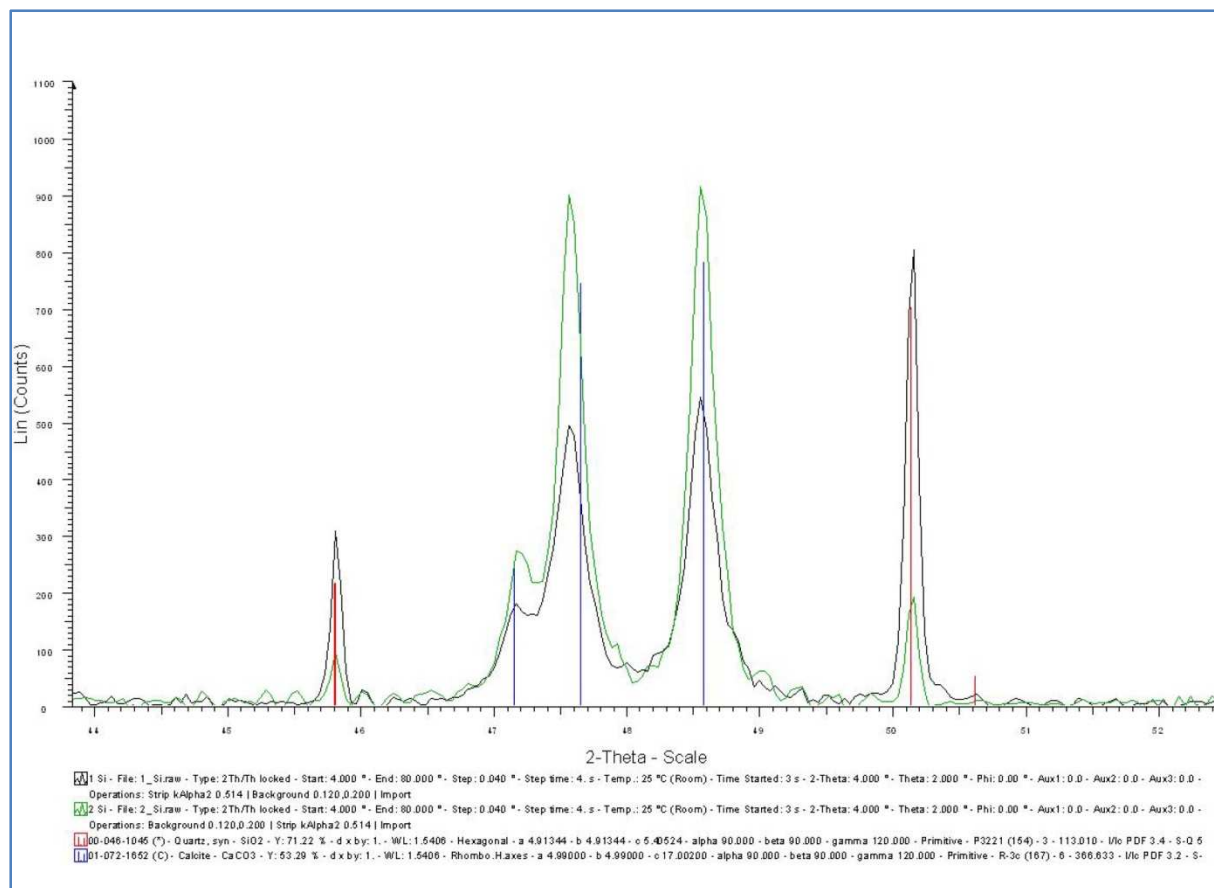


Fig 3.12 : Comparaison de la signature spectrale de la bande de schistosité et des dominos

Observations : Les valeurs les plus pertinentes sont présentées sur la Figure 5.7, elles sont à un angle de réfraction moyen : $45^\circ < 2\theta < 51^\circ$.

La courbe verte correspond à l'analyse des dominos, la courbe noire correspond à l'analyse de la bande de schistosité. Chacune des courbes se corrélient au pique théorique de la calcite et du quartz. Les piques de la courbe verte sont moins intenses que les piques de la courbe noire, pour un pique situé sur un bâton rouge (Quartz), le pique de la courbe noir est environ trois fois plus important que celui de la courbe verte.

Et inversement les piques correspondant à la calcite (bâtons bleus) sont plus importants pour la courbe verte que pour la courbe noire, le pique de la courbe verte est deux fois plus important que celui de la courbe noire.

Déductions : Les dominos et la bande de schistosité contiennent tout deux majoritairement de la calcite et du quartz. On ne peut pas connaître la proportion Qz/Ca pour chacune des poudres. Cependant on peut dire $Qz/Ca_{(b\ s)}^*$ et plus important que $Qz/Ca_{(dominos)}$.

* « b s » signifie bande de schistosité.

Interprétation : On sait que $Qz/Ca_{(b\ s)} > Qz/Ca_{(dominos)}$; il se pourrait que la calcite de la bande de schistosité ait été en partie dissoutes et le quartz serait resté intact

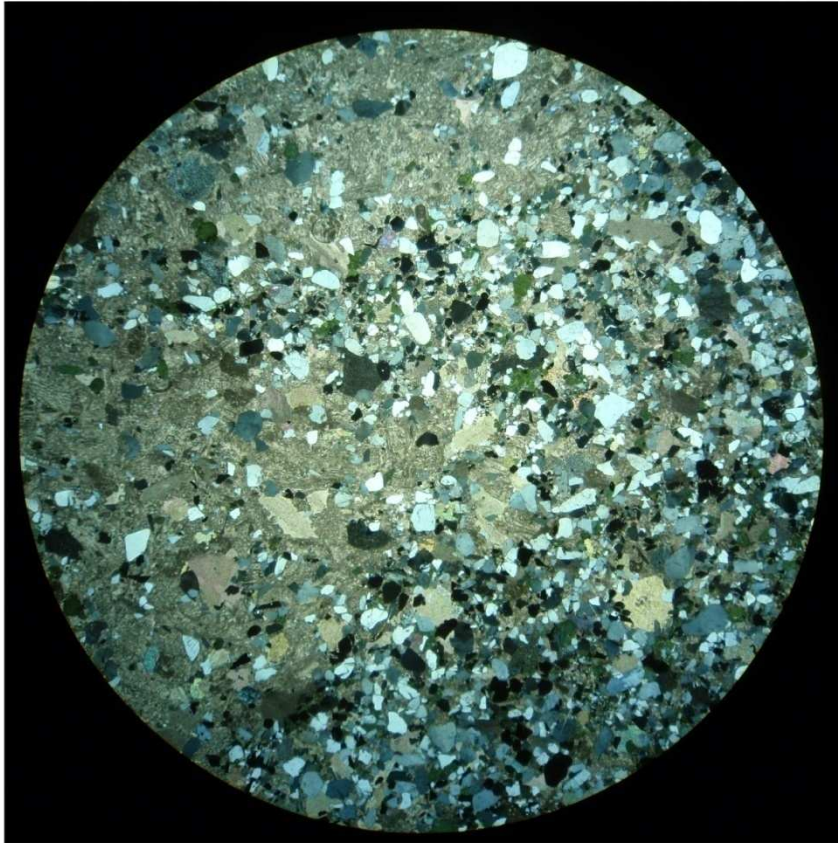
3.3.2.2 Analyse des lames minces

L'observation en lame mince révèle la même information que l'analyse par diffraction au rayon X, c'est-à-dire, une bande de schistosité riche en silice (Quartz) et en glauconie, des minéraux difficilement solubles et des dominos plus riche en calcite (minéral se dissolvant plus facilement). J'ai choisi une lame mince où l'on voit à la fois un domino (partie plus clair en haut à gauche) et la bande de schistosité (partie plus sombre en bas à droite) (**Fig 3.13**), au deux tiers supérieurs on voit une ligne horizontale plus sombre correspondant à une surface de stratification.

La forme et la taille des grains de quartz et de glauconie sont identiques dans le domino ou la bande de schistosité, on en conclut qu'ils ne sont pas dissouts. Les éléments constitutifs de la majeure partie de calcite sont des bioclastes d'organismes pélagiques (entroques et bryozoaires). Par contre la proportion des deux organismes varie entre le domino et la bande de schistosité. Les clastes de bryozoaires sont plus facilement dissouts que les clastes d'entroques. On sait que les clastes d'entroques sont constitués d'un seul bloc cristallin tandis que les tests de bryozoaires sont constitués d'une multitude de petits cristaux de calcite. Un monobloc cristallin offre une meilleure résistance à la dissolution, c'est pourquoi les clastes de bryozoaires sont plus facilement dissouts.

En plus de l'approche qualitative de la diffraction au rayon X, on a une approche quantitative du rapport Qz/Ca dans le domino. Cependant c'est une estimation visuelle et elle sera affinée dans le paragraphe suivant.

Lame mince n° 5 \perp à S0 et bande de dissolution



Domino
GRAINSTONE DE BIOCLASTE
ET GRAIN SILICEUX

QZ 12%: taille moyenne = 0.25 mm
classement moyen
grains arrondis

Glaucanie 2%: taille moyenne = 0.1 mm
Bioclaste 82%: 1/3 d'entroques = 1 mm
2/3 de bryzoaire = 1.5 mm

Ciment 4%: Microsparite
et sparite syntaxiale autour des entroques

Bande de schistosité
GRAINSTONE DE GRAIN
SILICEUX ET BIOCLASTES

QZ 50%: taille moyenne = 0.25 mm
classement moyen
grains arrondis

Glaucanie 8%: taille moyenne = 0.1 mm
Bioclaste 40%: 2/3 "entroques" = 1 mm
1/3 bryzoaire = 1.5 mm

Ciment 2%: Microsparite
et sparite syntaxiale autour des entroques

Fig 3.13 : Lame mince de la bande de schistosité et des dominos

3.3.2.3 Analyses à la microsonde, Eagle 3

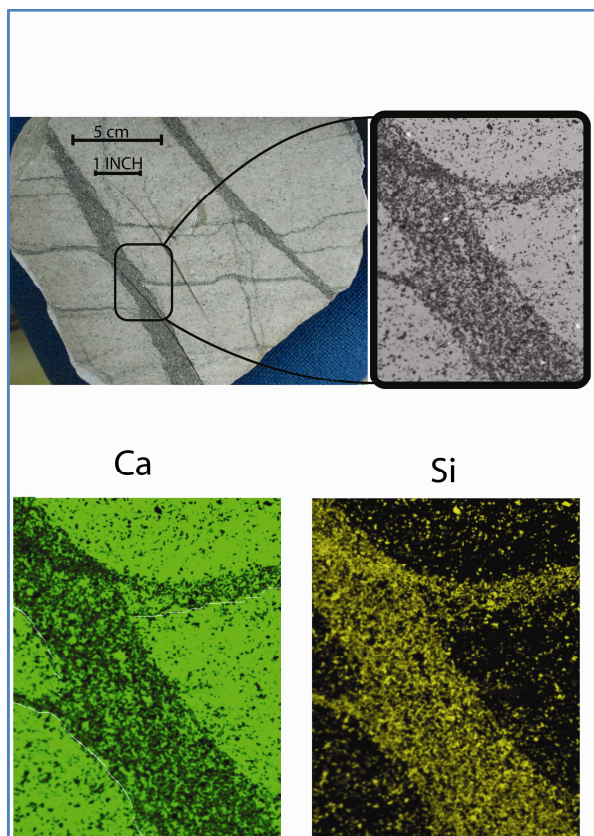


Fig 3.14 : Prélèvement du sucre sur l'échantillon n°1 et images obtenues pour les éléments Si et Ca

Le principe de la machine est simple ; elle envoie en un point de l'échantillon à analyser, des rayons X qui sont réfléchis par l'échantillon et analysés par un capteur. Ainsi en ce point elle donne une approximation de la quantité d'un élément chimique. Une mesure en un point est très rapide, par conséquent il est possible de réaliser la cartographie d'un échantillon point par point, on peut choisir la surface à analyser et le maillage des points. Pragmatiquement, il faut un échantillon relativement épais dont la surface est plane mais pas nécessairement polie, une lame mince est trop fine, cependant il ne doit pas être trop lourd car ce n'est pas le système optique mais l'échantillon lui-même qui bouge pour réaliser la cartographie point par point. L'échantillon idéal est un sucre de lame mince. A la fin de l'analyse on obtient

autant d'images de la surface analysée que d'éléments chimiques que l'on a décidé d'observer. Dans cette étude les éléments chimiques analysés sont les suivants, Si, Ca, Cl,

K, AL, Mn, Mg, Fe, S, Na. La surface analysée a été prise sur un sucre provenant de l'échantillon n°1 (**Fig 3.14**), sur l'image en lumière naturelle. Les images les plus pertinentes correspondent aux éléments chimiques majoritaires Si et Ca, les autres éléments chimiques ne donnent pas d'images significatives (**annexe 4**). Seul l'élément Fe donne un résultat un peu moins médiocre, peut être que cela est dû à la présence de glauconie dans l'échantillon.

Observations : Dans la bande de schistosité l'élément Si domine, dans le domino l'élément Ca domine. Dans les plans de stratification on observe la même chose. A l'intersection de la bande schistosité et de la stratification l'élément Si domine encore plus la composition chimique.

Etant donné que les minéraux majoritaires sont le quartz et la calcite, on fait les simplifications suivantes

- Les surfaces représentant le Ca sont des surfaces représentant la phase minérale calcite
- Les surfaces représentant le Si sont des surfaces représentant la phase minérale de quartz

Ces simplifications se justifient car la maille d'échantillonnage est plus grosse que la maille cristalline, par conséquent il n'y a pas de maille d'échantillonnage où il y aurait

essentiellement d'autres éléments chimiques telles que l'oxygène ou le carbone (Quartz= SiO_2 & calcite= CaCO_3).

Déduction 1 : d'après l'analyse au rayon X, l'analyse en lame mince et l'analyse à la microsonde : Le Ca dans la bande de schistosité est minoritaire car la calcite « CaCO_3 » a été dissoute. Le Si présent dans le Quartz « SiO_2 » n'a pas pu être dissous dans des conditions de faible enfouissement et donc de faible pression.

Cette hypothèse s'applique aussi à la stratification.

Déduction 2 : Des pressions orientées sont à l'origine de la dissolution de la calcite, la charge sédimentaire provoque une surpression verticale créant des plans de dissolution parallèles à la stratification. La bande de schistosité a pour origine une surpression horizontale, qui est reliée à l'inversion structurale, c'est-à-dire à la phase de compression pyrénéo-provençal.

La dissolution des bandes de schistosité est postérieure à la dissolution des plans de stratification car; la première recoupe la deuxième en la décalant en jeu normal apparent, de plus le plan de dissolution de stratification est tordu au voisinage de la bande de schistosité.

Calcul de la perte de volume de la bande de schistosité

Hypothèse : Il n'y a pas d'échappement latéral donc ce qui est applicable à une surface l'est aussi pour un volume.

Grâce au logiciel « Photoshop », on peut traiter l'image et déterminer la concentration de Ca et Si en termes de surfaces (**Fig3.15**).

Etant donné que les minéraux majoritaires sont le quartz et la calcite, on fait les simplifications suivantes

- Les surfaces représentant le Ca sont des surfaces représentant la phase minérale calcite
- Les surfaces représentant le Si sont des surfaces représentant la phase minérale de quartz

Ces simplifications se justifient car la maille d'échantillonnage est plus grosse que la maille cristalline, par conséquent il n'y a pas de maille d'échantillonnage où il y aurait essentiellement d'autres éléments chimiques telles que l'oxygène ou le carbone (Quartz= SiO_2 & calcite= CaCO_3).

Pour le calcul on résonne à une dimension.

On a $e_{\text{domino}}=1$; c'est une épaisseur référence dans le domino. On veut connaître e_{bs} (**inconnu**) qui est l'épaisseur de e_{domino} après dissolution.

On a $e_{\text{Qz}(\text{domino})}=0,15$; l'épaisseur de Quartz dans le dominos

On a $e_{\text{Qz}(\text{bs})}=0,15$; l'épaisseur de Quartz dans la bande de schistosité avant dissolution

Remarque : $e_{QZ(\text{domino})} = e_{QZ(\text{bs})}$ car le Quartz n'est pas dissout

On a $e_{\text{Calc}(\text{domino})} = 0,85$; l'épaisseur de calcite dans le dominos

On a $e_{\text{Calc}(\text{bs})}$ (**inconnu**); l'épaisseur de calcite dans la bande de schistosité avant dissolution

On a une équation à deux inconnus :

$$e_{\text{dominos}} = e_{QZ(\text{domino})} + e_{\text{Calc}(\text{domino})}$$

$$e_{\text{bs}} = e_{QZ(\text{bs})} + e_{\text{Calc}(\text{bs})}$$

$$e_{QZ(\text{bs})} = e_{QZ(\text{domino})}$$

$$e_{QZ(\text{bs})} / e_{\text{Calc}(\text{bs})} = 6/4$$

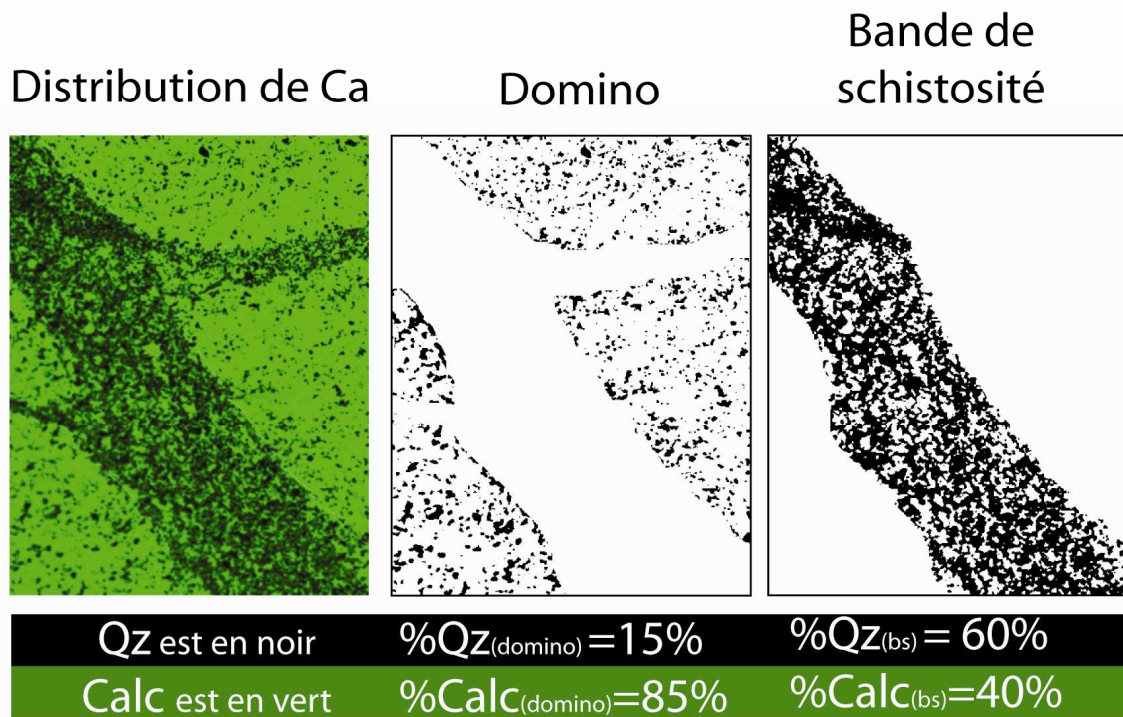
On a alors $e_{\text{Calc}(\text{bs})} = 0,1$ et $e_{\text{bs}} = 0,25$

Au final on en conclut que $4 e_{\text{bs}} = e_{\text{domino}}$

Donc la bande de schistosité reconstituée avant dissolution est 4 fois plus épaisse.

Cela se fait aussi par méthode graphique (**Fig3.15**).

Calcul de la dissolution dans la bande de schistosité



Calcul du raccourcissement

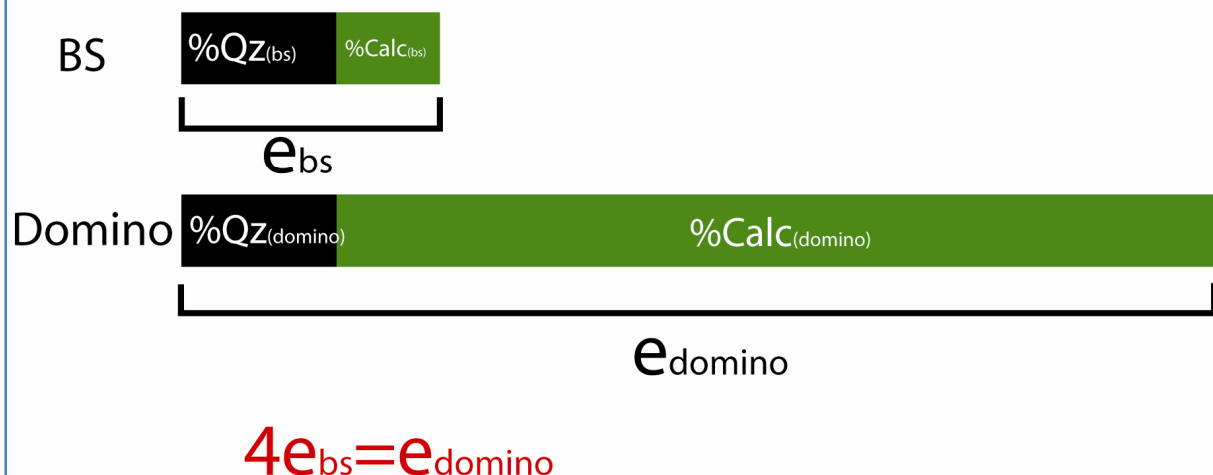


Fig 3.15 : Traitement des images ; calcul graphique de la dissolution dans la BS et calcul graphique du raccourcissement de la BS

Reconstruction de la roche avant la dissolution dans la bande de schistosité

En observant la reconstruction avant dissolution (**Figure 3.16**) on constate que le rejet normal de la stratification coupée par la schistosité s'annule. Ceci confirme **l'hypothèse 1**, la schistosité correspond effectivement à des plans de dissolution ; elle ne correspond pas à des plans de cisaillement. De plus cela résout le paradoxe d'un jeu normal apparent dans une contrainte en compression.

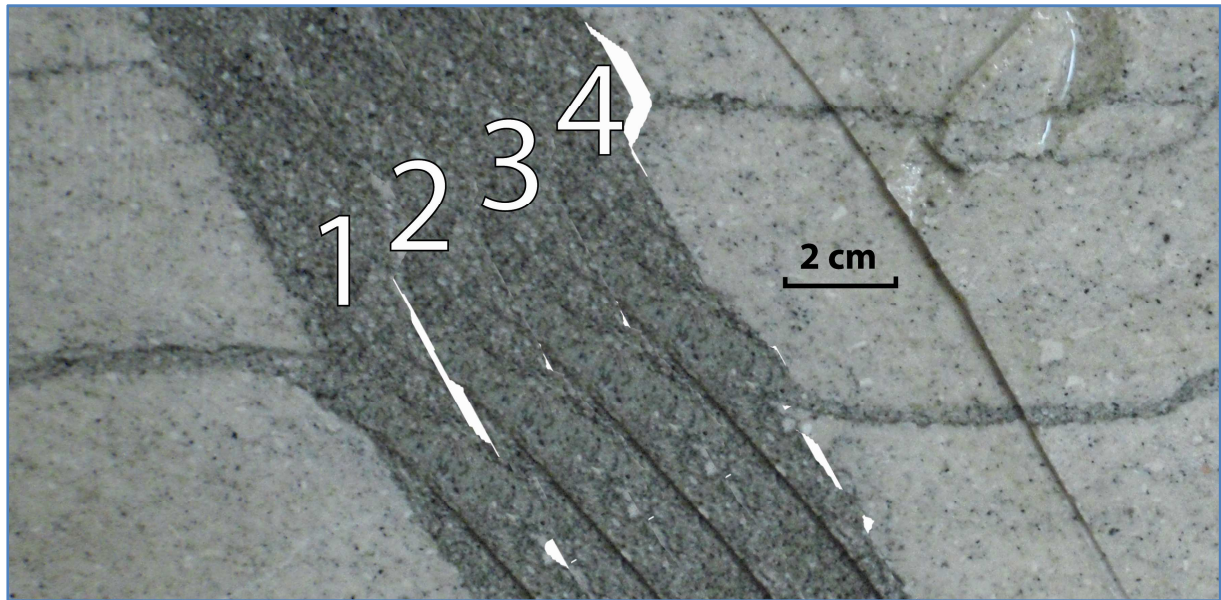


Fig 3.16: Reconstitution de la bande de schistosité avant sa dissolution

Calcul du raccourcissement à l'échelle de l'affleurement : La longueur d'onde actuelle des bandes de schistosité est d'environ 100 mm, l'épaisseur moyenne de la bande de schistosité est d'environ 7mm par conséquent au tout début de la création des bandes de schistosité la longueur d'onde était de $7 \times 3 + 100$ soit 121 mm. On en conclut que le raccourcissement est d'environ 17 %. $(1 - 100/121)$ (**Fig 3.16**)

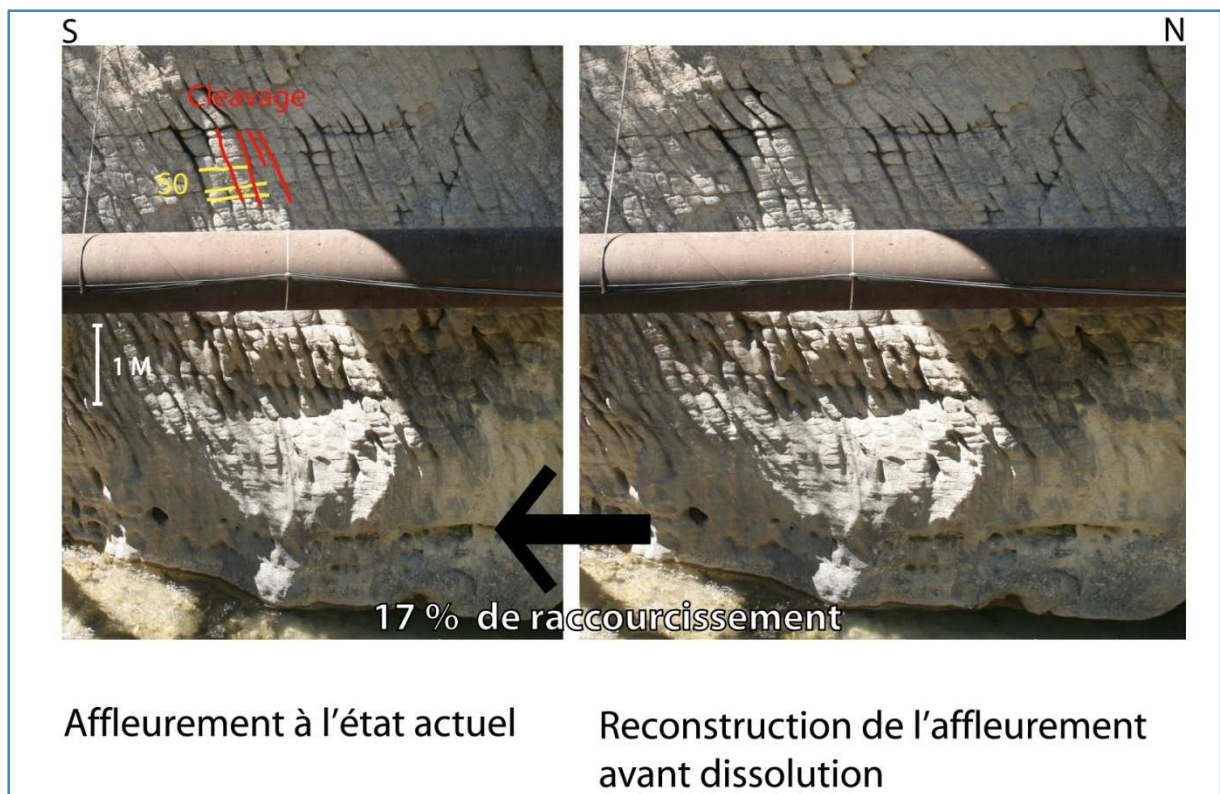


Fig 3.17 : Reconstitution de l'affleurement avant la dissolution des bandes de schistosité

3.3.3 Synthèse de la schistosité des Gâts

Il y a une schistosité placée aux cœurs des charnières nord et sud du synclinal coffré de Glandage, cet endroit est le lieu d'un raccourcissement plus important que d'autre zone du pli. Ce raccourcissement est habituellement accommodé par du glissement banc sur banc. Cependant on y observe une schistosité de dissolution (pas de cisaillement) similaire à une dissolution de compactage de diagénèse précoce (les bandes de schistosité et les plans de dissolution parallèles à la stratification se dissolvent de la même manière). En effet en augmentant la pression dans des conditions de températures constantes on dissout la calcite. Celle-ci est d'autant plus soluble que l'eau interstitielle du sédiment syndiagénétique est acide. Il est possible que la fraction détritique du sédiment puisse acidifier l'eau interstitielle.

Par conséquent la schistosité de la formation des Gâts est corrélable à un accommodement dû à une déformation lors de la diagénèse précoce. On en conclut que l'inversion structurale a lieu pendant la diagénèse précoce du turonien supérieur.

4 La zone du Dévoluy occidental

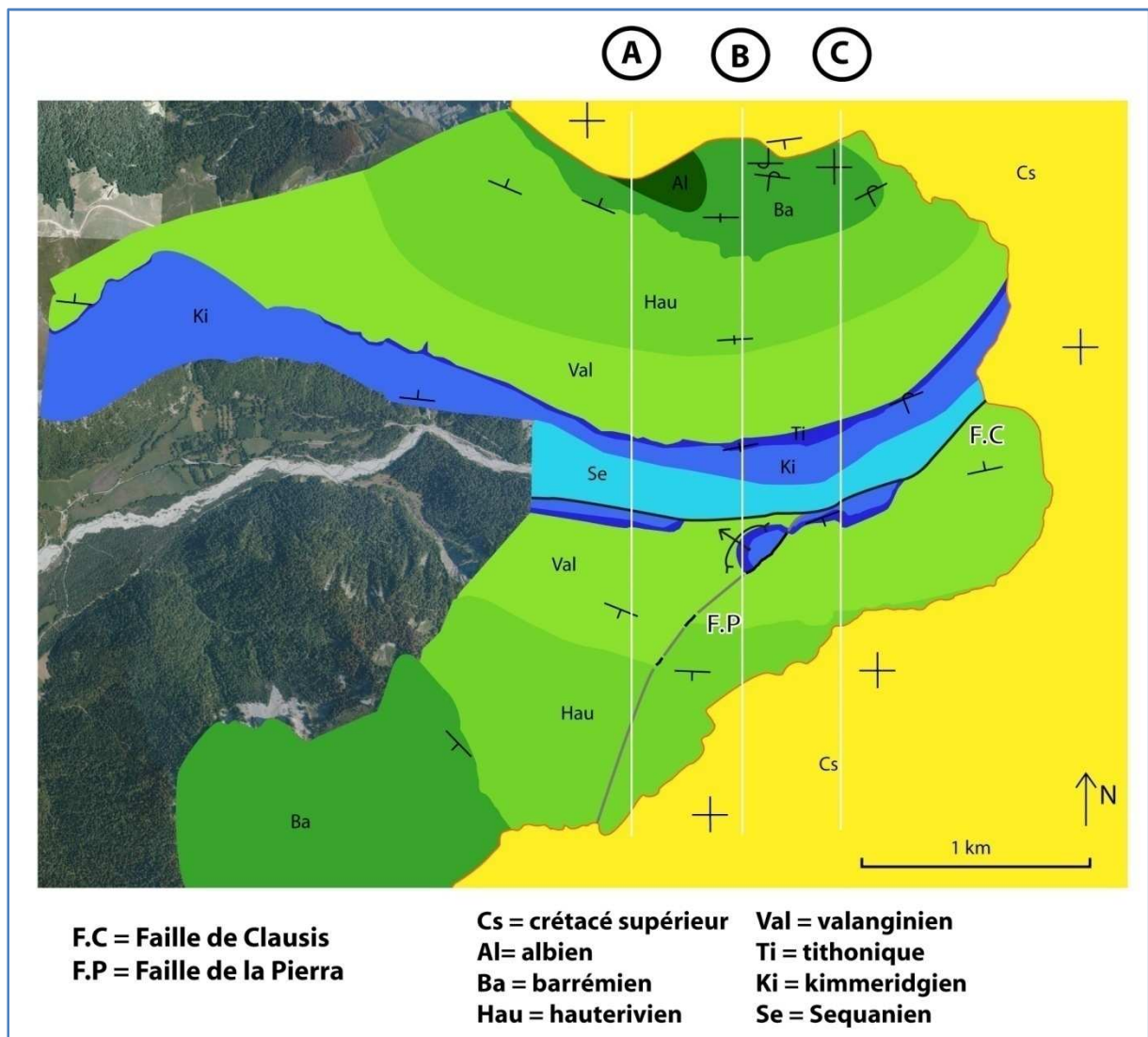


Fig 4.1 : Carte géologique du fond du vallon de la Jarjatte, faille de Clausis

Dans la zone du Dévoluy occidental, plus précisément au fond du vallon de la Jarjatte, l'épaisse série sénonienne plissée forme un grand anticlinal tertiaire érodé en son centre et laisse apparaître les séries anté-Sénoniennes entaillées par le torrent du Grand Buëch. En 1896 ce secteur fut décrit structuralement par P.Lory, puis affiné en 1963 par LABESSE .B et enfin repris et corrigé par ARNAUD.H (1974).

Comme la faille de Glandage, la faille de Clausis est orienté E-W et se trouve sur la marge nord du bassin vocontien. Le compartiment abaissé (hanging wall) lors de la phase en extension est au sud de la faille de Clausis, cependant les arguments sont moins nets que pour la faille de Glandage. En effet les joints tectoniques n'ont pas d'orientations préférentielles, cela pourrait être dû aux interférences des différentes phases tectoniques alpines et pyrénéennes. Par ailleurs il n'y a pas de paquets glissés. Le seul argument de

terrain marqueur du jeu en extension de la faille de Clausis est le suivant ; le niveau repère du tithonique est abaissé dans le compartiment sud. Voir les trois coupes de la **Figure 4.2**.

Le trait qui forme la faille avec la topographie indique que la faille est pentée légèrement vers le sud, par conséquent elle n'a pas subi de rotation contrairement à la faille de Glandage qui est intégrée à un plissement.

Le compartiment sud est globalement un monoclinal penté vers le sud qui se raccorde au synclinal très serré à cœur albien des aiguilles de lus. A proximité de la faille la structure est très variable. En résumé, le jurassique vient en buter sur celle-ci et on y observe des plissements de second ordre (plis hectométrique) à cœur kimméridgien, lui-même plissé en plis métriques de troisième ordre (**annexe 5a**).

Le compartiment sud est divisé en deux par la faille de la Pierra ayant été active en jeu normale puis en jeu décrochant à 2 époques différentes.

Le compartiment nord est un vaste synclinal kilométrique déversé vers le Nord, le synclinal du Lauzon. En bas et à l'ouest du vallon de la Jarjatte (**Fig4.2 coupe A**) on observe le flanc postérieur du pli, le flanc antérieur ayant été érodé. En remontant le vallon vers l'est, on croise la charnière puis le flanc supérieur du pli, ainsi la structure apparaît de plus en plus complète (**Fig4.2 coupe B et C**). On observe également des plissements de second ordre, bien visible dans les couches barrémiennes de la charnière du pli mais qui n'ont pas d'influence dans la structure générale. (**Annexe 5b**).

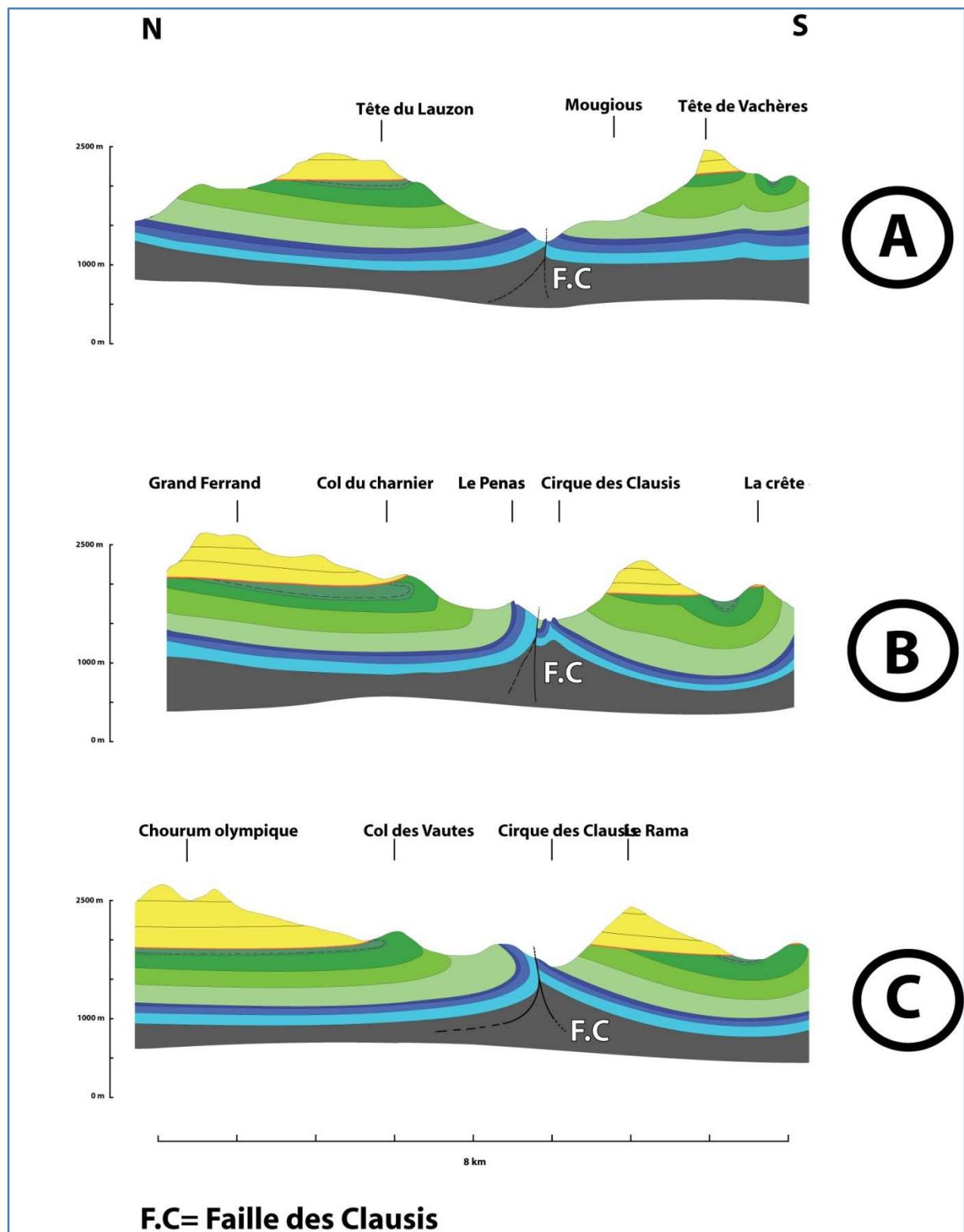


Fig 4.2 : Coupes structurales de la faille de Clausis

4.1 Tectonique d'extension anté-barrémienne

4.1.1 Instabilités gravitaires du jurassique jusqu'au barrémien, extension.

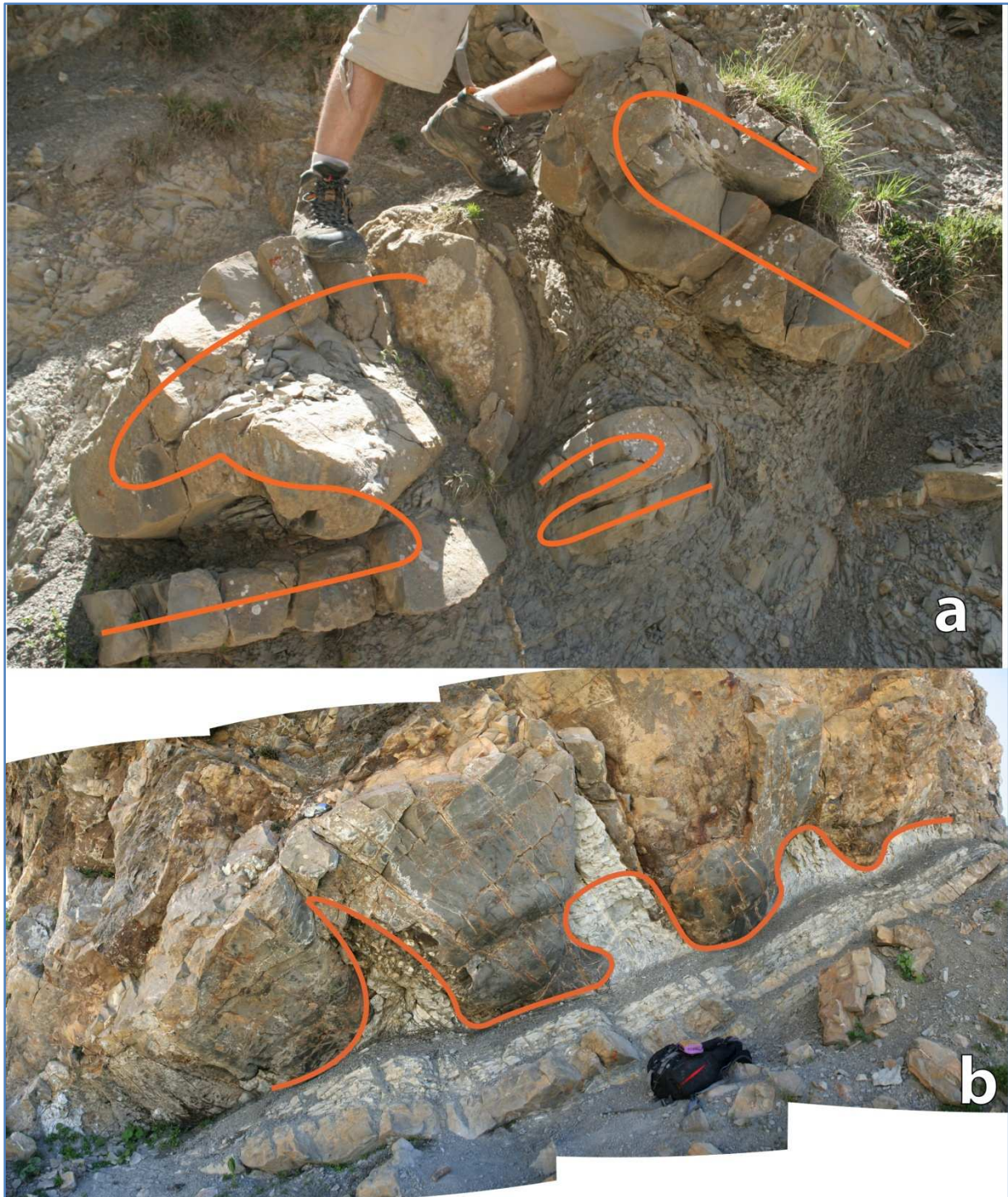


Fig 4.3a&b: Slumps métriques à la fin du Valanginien

La fin du Valanginien et de l'Hauterivien dans son ensemble sont caractérisés par une alternance de bancs calcaires et de bancs marneux décimétriques, par conséquent les slumps sont spectaculairement bien visibles (**Fig 4.3a&b**). A cette époque il n'y a pas de plate forme carbonatée dans la région, ou loin au nord, la vitesse de sédimentation est lente et

constante, donc il n'y a pas formation de pentes de talus propice au slumping, même si quelques degrés suffisent à initier un glissement. Par conséquent on ne peut pas attribuer ces glissements gravitaires à la pente d'une plate-forme. Par contre on sait que le bassin vocontien est existant et actif, et à cause de son approfondissement il crée une subsidence différentielle entre le haut et le bas du talus du bassin. Ainsi un approfondissement sensible peut accentuer de quelques degrés les pentes du talus puis déclencher le phénomène de slumping. Malheureusement l'axe des plis créés par les slumps ne présente pas une orientation évidente, il faudrait une étude statistique des axes de pli pour déterminer l'orientation de l'extension.

Au barrémien (**Figure 4.4**) on observe aussi des slumps or nous savons que la plate-forme carbonatée est à sa progradation maximale et se trouve à environs 25 km à l'ouest. Or se sont les avalanches sous marines qui viennent nourrir les cônes sous marins profonds (Basin Floor Fan) des environs des Clausis. (Voire **annexe 6**) Ces cortèges sédimentaires peuvent être slumpés car ils se trouvent sur une pente. Par conséquent, à cet étage, on ne peut pas trancher entre un slump dû à une instabilité gravitaire tectonique (approfondissement du bassin vocontien) et/ou sédimentaire.



Fig. 4.4 : Slump métrique du barrémien

4.1.2 Jeu normal de la faille de la Pierra

La faille de la Pierra est orientée NE SW (**Fig 4.1**), c'est une orientation identique aux failles majeures hercyniennes, comme celle de Menée. Cependant la faille de la Pierra a un rôle structural bien plus modeste. Au nord, elle se termine en se gauchissant contre la faille de Clausis, au sud elle se prolonge et se perd sous des éboulis quaternaires et sous la discordance anté-Sénonienne.

La faille est certainement scellée par le crétacé supérieur mais on ne sait pas si elle affecte le Barrémien, par conséquent son âge peut être compris entre le Barrémien terminal et l'Hauterivien terminal. La **Figure 4.5** met en valeur le jeu normal de la faille. Le footwall correspond au compartiment haut (sud-ouest), et le hanging wall correspond au compartiment abaissé (nord-est).

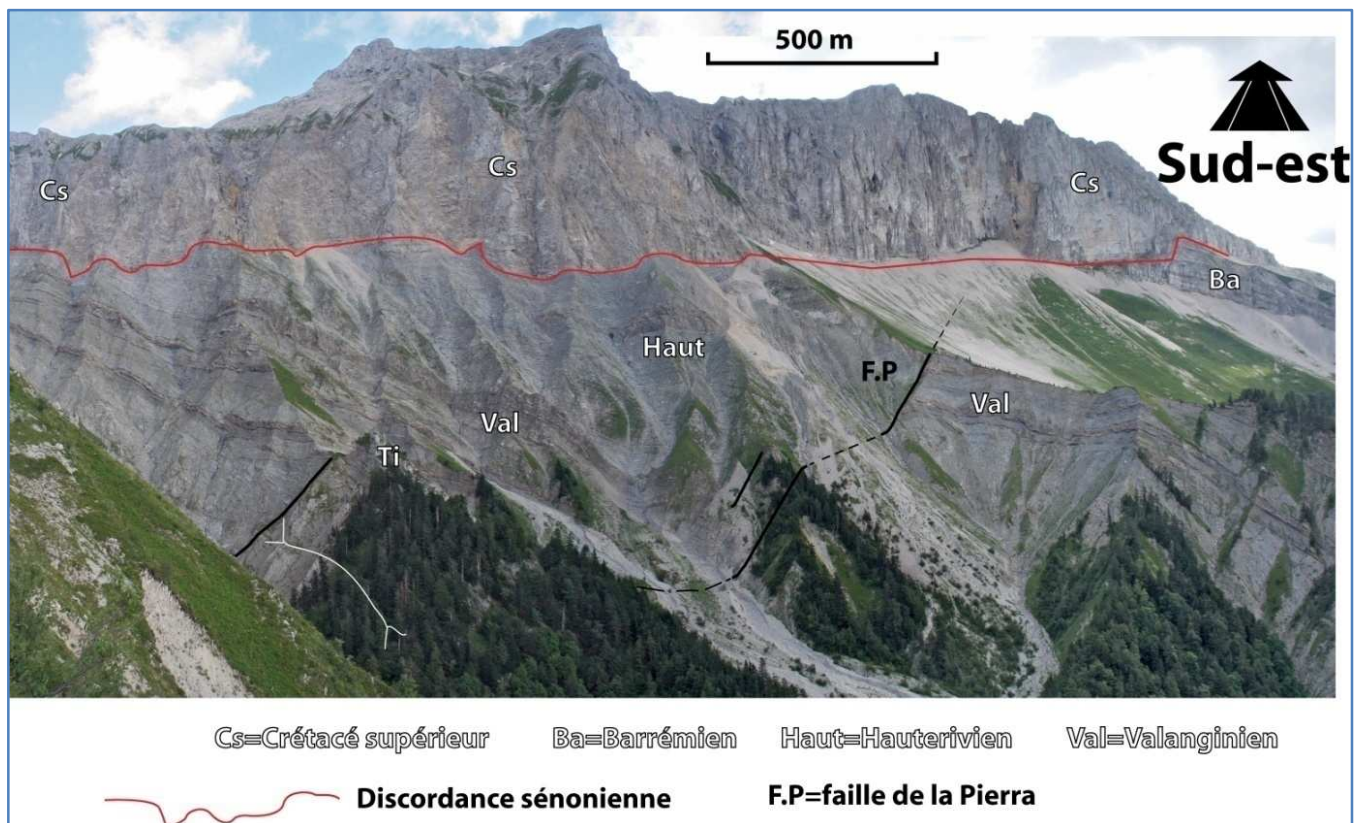


Fig. 4.5 : Terminaison sud de la faille de la Pierra, disparition sous le Sénonien (Crétacé supérieur),

Entre le vallon de la Pierra et le vallon Mougious (carte IGN 1/25 000) un crochon de faille dans le footwall indiquent le mouvement entre les deux compartiments de la faille. (**Fig 4.6**) L'axe du crochon est environ 45° SE 25, la stratification est pentée à environ 25 vers le sud-est ; 135 SE 25. Ce que nous observons est un crochon de faille qui s'est formé lorsque les couches étaient encore à plats. La **Figure 4.6** donne l'impression qu'il y a une composante

décrochante senestre mais en réalité c'est le basculement de l'ensemble de la structure qui biaise l'observation. Le basculement de la structure est la conséquence de la phase de compression anté-sénonienne puis tertiaire (tectonique pyrénéenne puis alpine). Des glissements banc sur banc dans le crochon ont laissé des stries, ceci est une preuve du fonctionnement du crochon de faille en jeu normal. (**Annexe 8**)

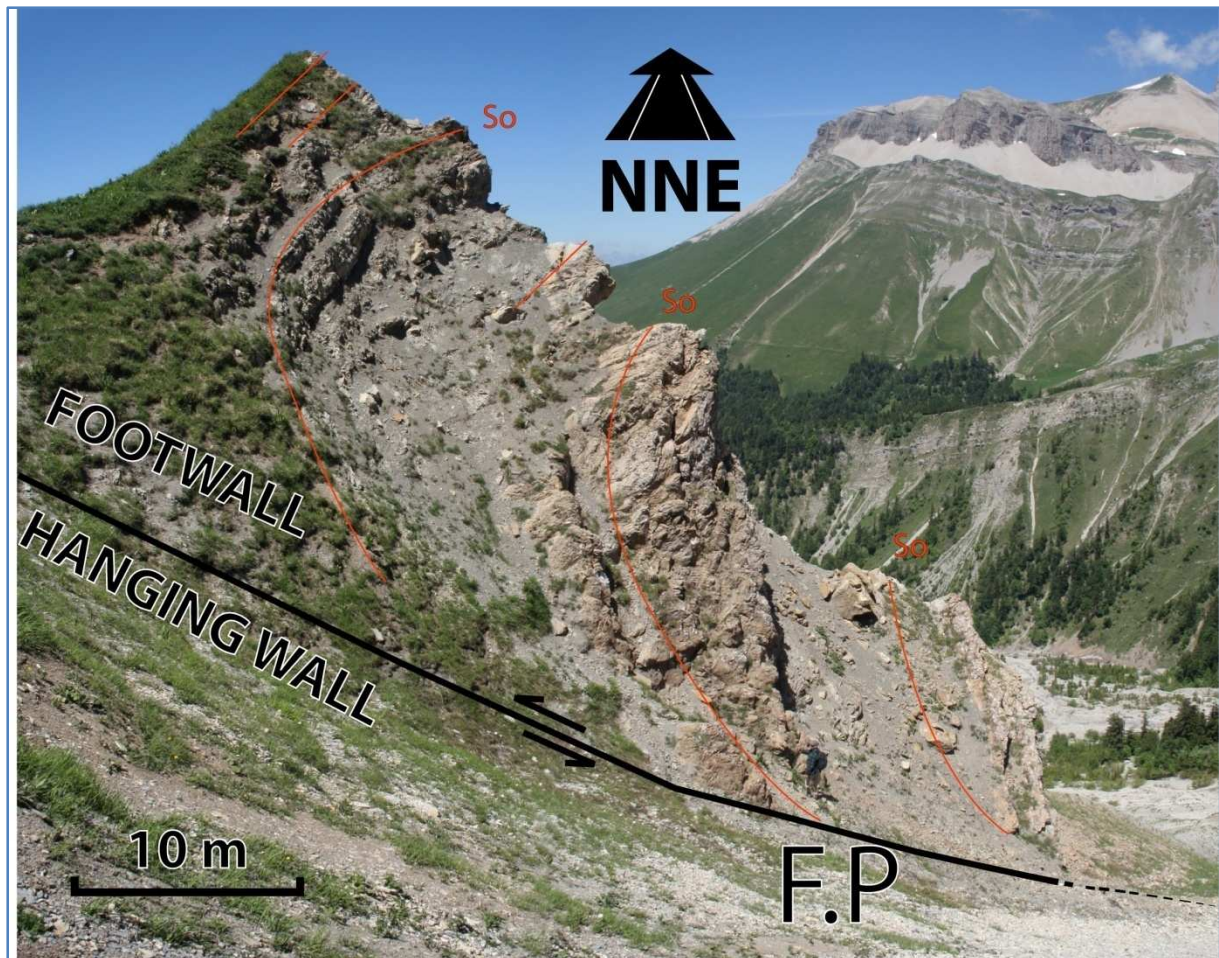


Fig 4.6 : Crochon de faille dans le footwall de la faille de la Pierra

4.2 Tectonique en compression, N-S

4.2.1 Fracturation du pli renversé du col des Vautes

Au col des Vautes (**Fig4.2 coupe C**) le Barrémien offre un affleurement d'une grande qualité (**Fig4 .7**). Le calcaire franc, blanc et fin formant des marches d'escaliers correspond à l'extrême base du barrémien. En dessous dans la stratigraphie et au dessus géométriquement (car les couches sont retournées), vient l'Hauterivien qui ici a été érodé mais qui affleure quelques mètres à l'est de l'affleurement. Le contact Barrémien Hauterivien est très net (trait rouge sur **Fig4.8**), de plus les pistes créées par des organismes fousseurs montrent la polarité inversée de la stratification. Sur la photo (**Fig4.8**), l'axe de pli

est penté vers l'est (**Fig4.9**) ceci est dû aux déformations alpines tertiaires tardives en contrainte E-W. La fracturation est très nette et riche en informations. Deux familles sont distinguables, la première soulignée en vert et la seconde soulignée en bleu. La fracturation verte est plus ancienne que la fracturation bleu puisque la verte est décalée et déformée par la bleu. La verte a deux sous familles ; l'une orientées E-W et l'autre N-S, cette fracturation est comparable aux joints tectoniques du **paragraphe 3.1.1**. Elle a été initiée lors d'une phase extensive, qui est à relier à l'approfondissement du bassin vocontien, puis reprise lors de la compression pyrénéo-provençale. Cependant la déformation pyrénéo-provençale est très intense dans ce secteur (renversement d'une épaisse série allant du jurassique au crétacé inférieur), et la fracturation déjà existante (fracturation verte) n'a pas suffi à accommoder la structure, par conséquent une fracturation dite classique est apparue, c'est la fracturation bleu qui est oblique à l'axe du pli (environ 45°).



Fig 4.7 : Flanc renversé du synclinal du Lauzon, couche barrémienne

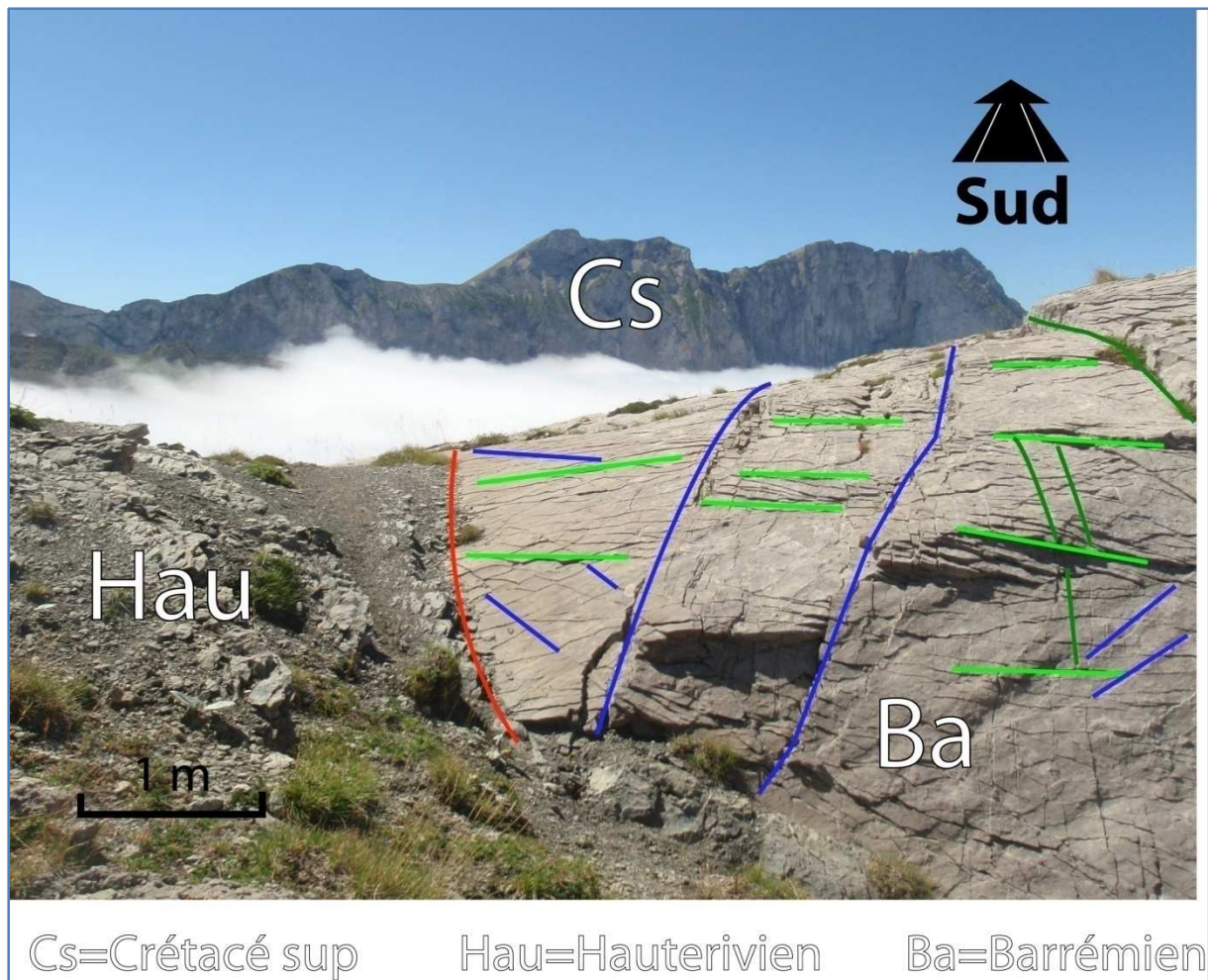


Fig 4.8 : Fractures dans le flanc renversé du synclinal du Lauzon et contact barrémien hauterivien

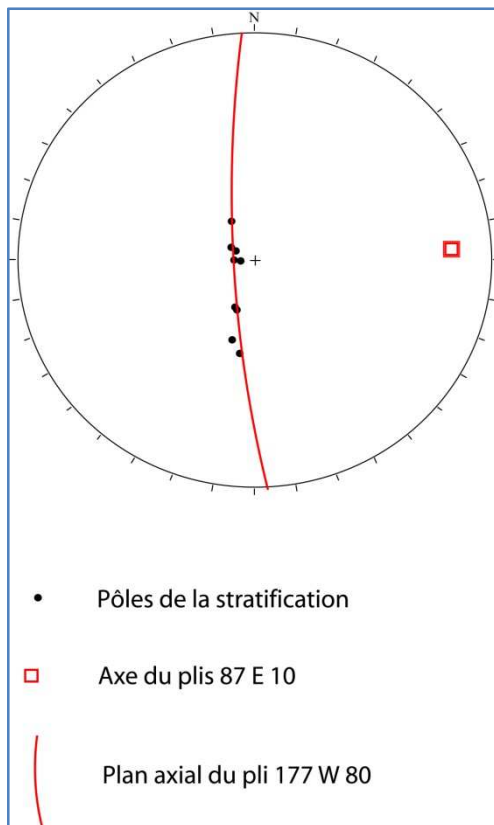


Fig 4.9 : Stéréogramme (Wulf inférieur) du pli renversé au col des Vautes

4.3 Extension locale, N-S (érosion sous marine)

4.3.1 Extension d'échelle métrique

De grandes marches d'escaliers d'une hauteur d'environ un mètre décalent la couche barrémienne basale, elles ont la même orientation que le pli, c'est-à-dire E-W. Elles sont visibles de face sur la **Figure 4.7** et schématisées sur la coupe de la **Figure 4.10**. L'angle que ces marches forment avec la couche indique qu'il s'agit de microfailles en jeu normal ayant un rejet très minime de l'ordre du mètre, de plus le sédiment est bréchifié à proximité de ces failles, ce que nous ne connaissons pas c'est leur développement en profondeur. Les microfailles sont parfois remplies par le matériel sus jacent (structuralement) ou sous jacent (stratigraphiquement), ceci est une preuve que l'apparition des microfailles est postérieur au plissement ayant retourné les couches.

A une échelle supérieure, une barre calcaire se trouve au nord et en dessous (35 m) du col des Vautes (**Fig 4.11**), on a l'impression que c'est le barrémien basal décalé par une faille, de même nature que les petites failles de la tête des Vautes mais plus grande. Cependant le faciès est différent du niveau basal ; on ne retrouve pas les traces des organismes fousseurs (comme au col des Vautes), par conséquent le barrémien sous jacent au barrémien basal de

la tête des Vautes correspond à la série stratigraphique normale sans accident tectonique important. Les failles observées au col des Vautes ont des rejets très modérés qui ne décalent pas la série barrémienne de manière notable. De plus on trouve le barrémien terminal proche de la discordance dans le fond du vallon (**Fig 4.11**) car un affleurement (**annexe 9**) montre le contact albien barrémien renversé or ceci indique l'absence d'accident tectonique car une épaisseur normale de barrémien avec un rejet de faille augmentant l'épaisseur apparente serait incompatible.

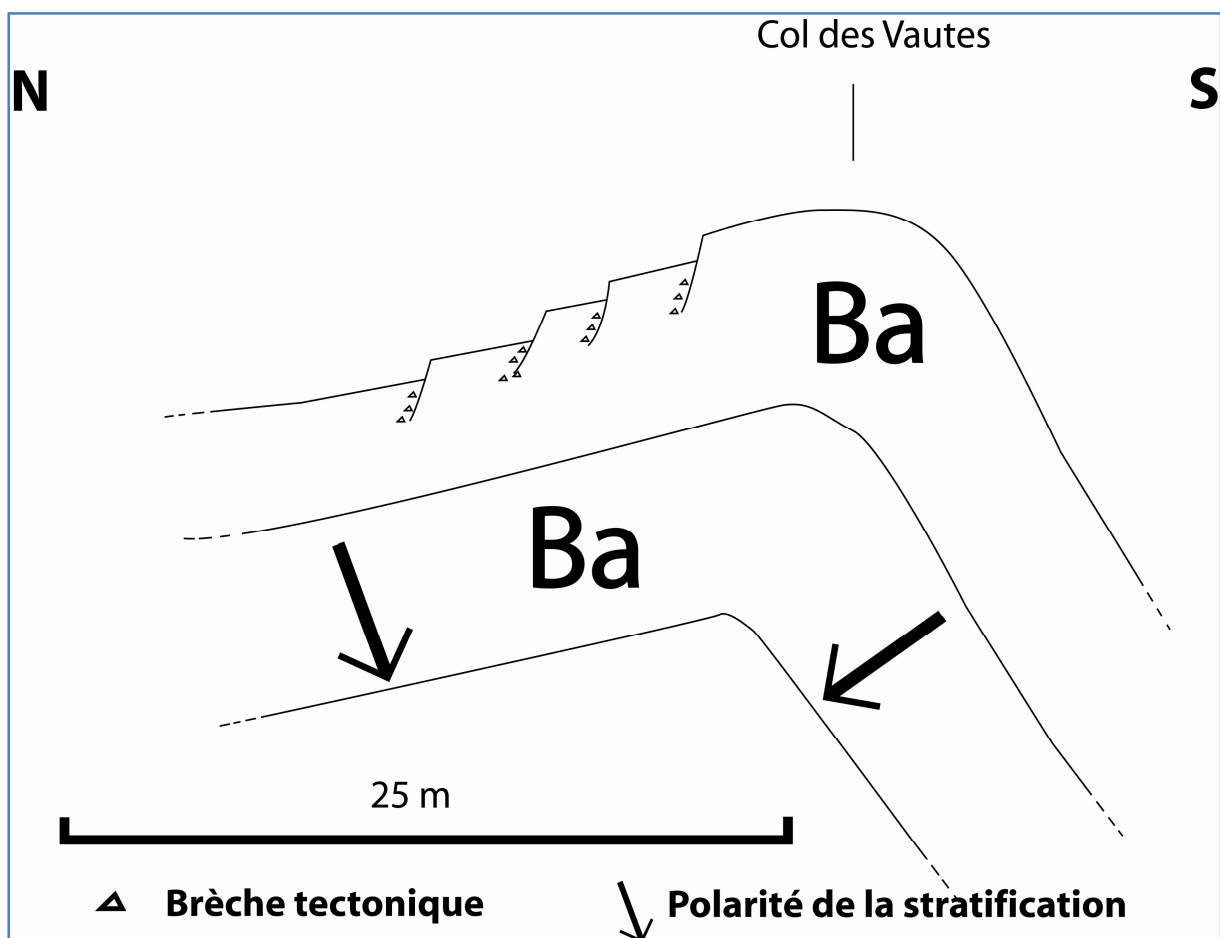


Fig 4.10 : Coupe des couches barrémiennes basales à proximité du col des Vautes

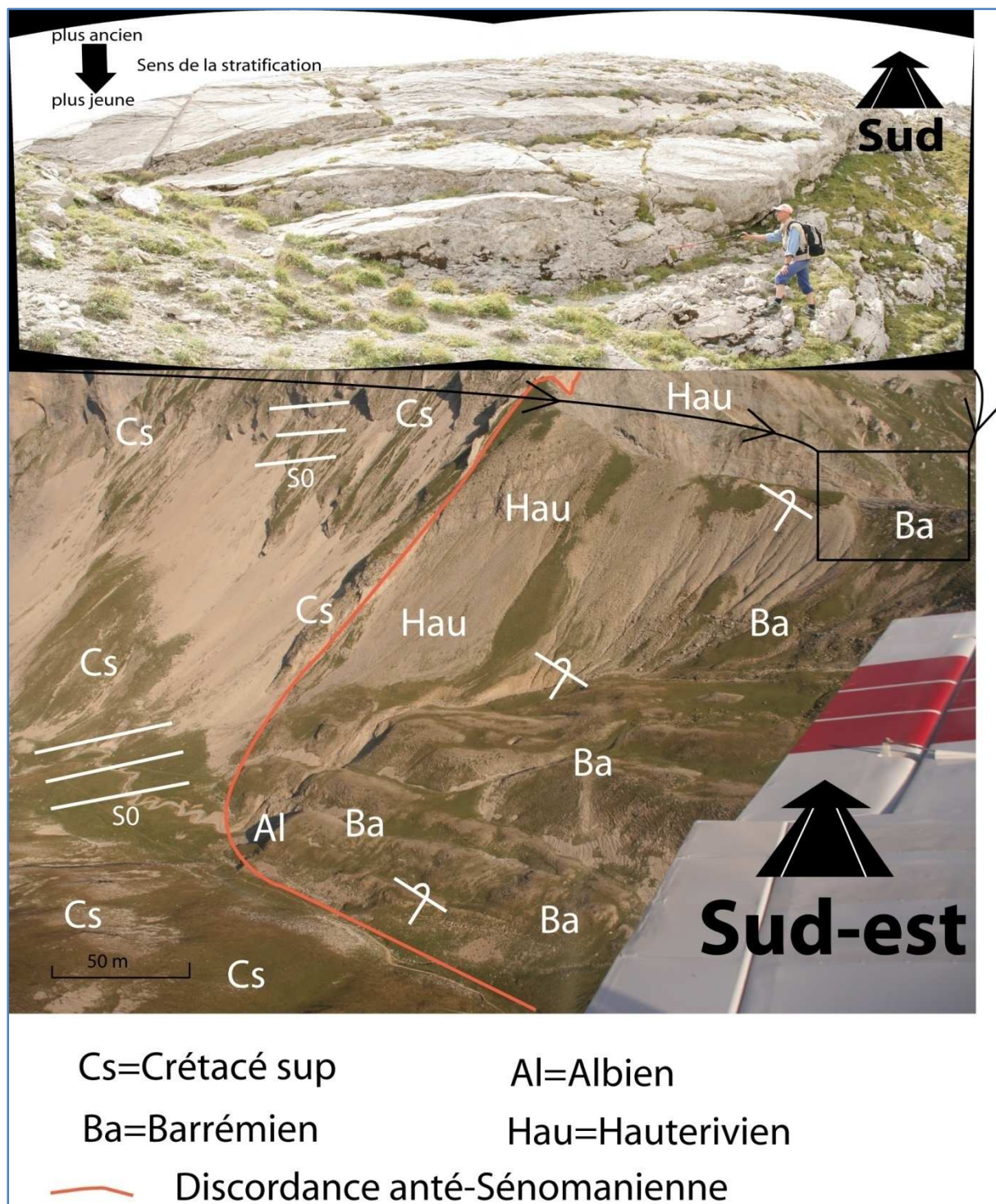


Fig 4.11 : Vue aérienne du col des Vautes

4.3.2 Extension d'échelle hectométrique

Cette extension a lieu avant l'important dépôt Sénonien (Campanien Maastrichtien –82 à –60 Ma), puisqu'elle affecte les séries sous la discordance. Cependant l'extension est encore

active à l'extrême base du sénonien, en effet on observe des brèches de type débris-flow dans le sénonien, quelques mètres au dessus de la discordance.

La discordance présente des variations d'altitude locales et soudaines qui ne s'expliquent pas par des plis tertiaires (**Fig 4.12**) qui auraient fortement plissés la discordance. En mettant les couches sénoniennes à plat la limite des couches barrémiennes sur la discordance ressemble à un escarpement (ou loupe d'arrachement), qui souligne l'érosion sous marine anté-plissement.

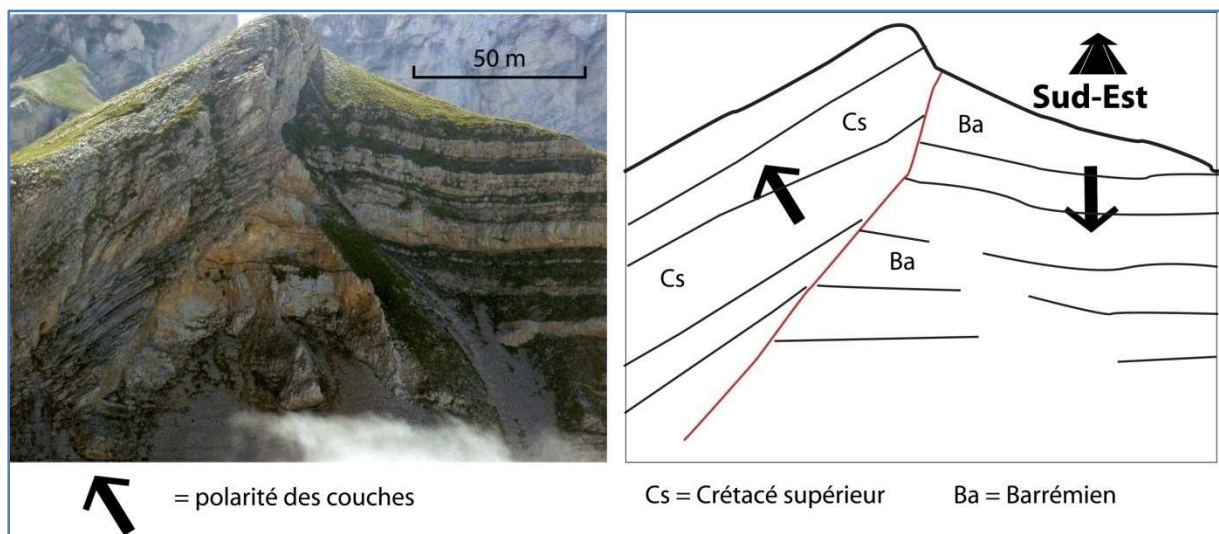


Fig 4.12 : Discordance anté-sénonienne

Des failles normales décalent les bancs hauterivien (**Fig 4.13**). Il y a deux hypothèses :

1. Les failles normales sont antérieures au plissement
2. Les failles normales sont postérieures au plissement

Les failles sont conjuguées et ont un rapport angulaire classique 30° - 60° entre elles. Elle ne semble pas être basculées par conséquent on peut écarter l'hypothèse n°1. Les failles ont fonctionné après le plissement.

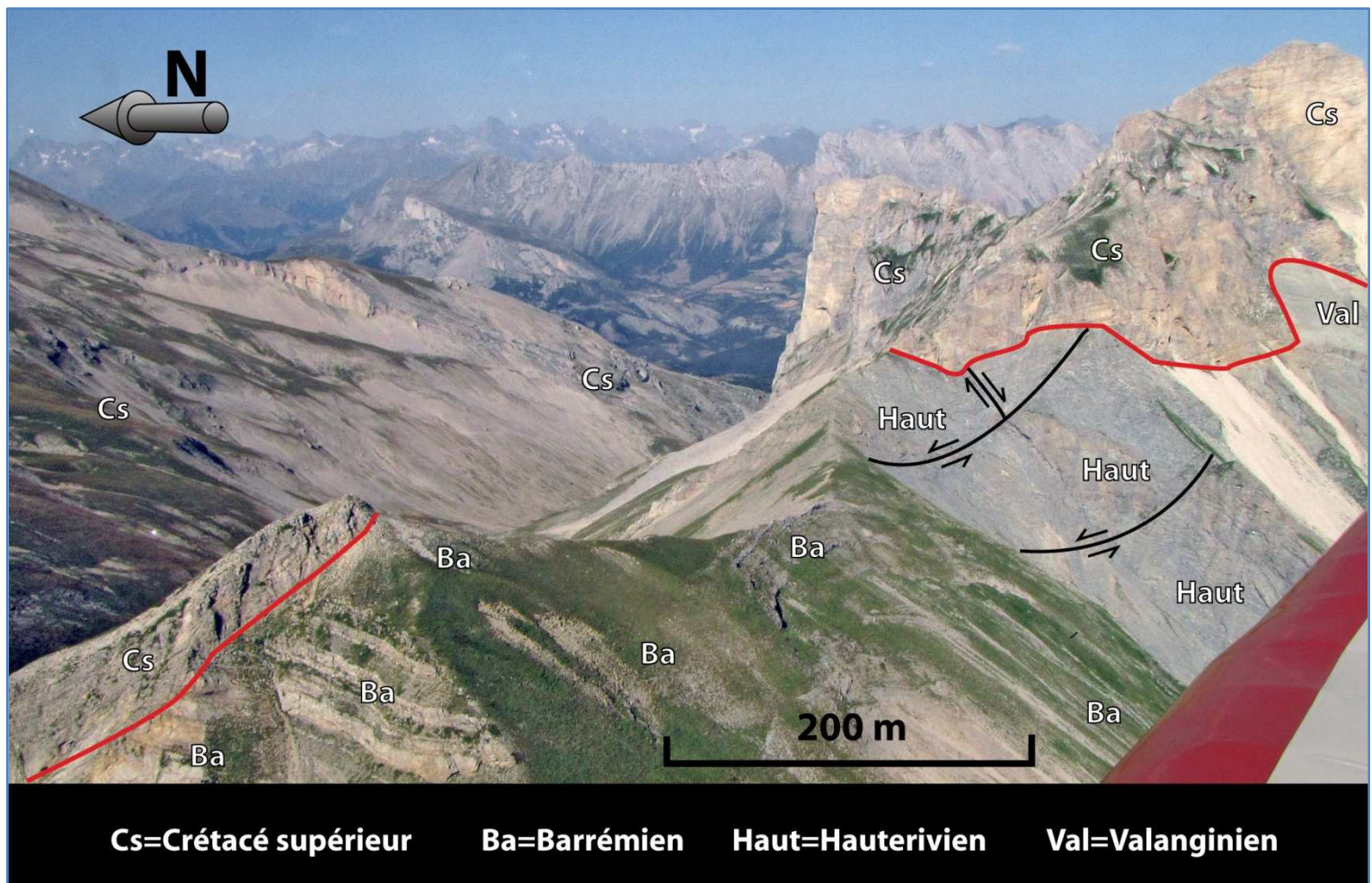


Fig 4.13 : Extension locale visible dans les couches hauteriviennes

4.3.3 Drainage de l'érosion sous marine

Un canyon sous marins (**fig4.14**) montre l'existence d'anciens drains évacuant le matériel érodé. Ce canyon semble être orienté NE-SW mais nous ne connaissons le sens d'écoulement.

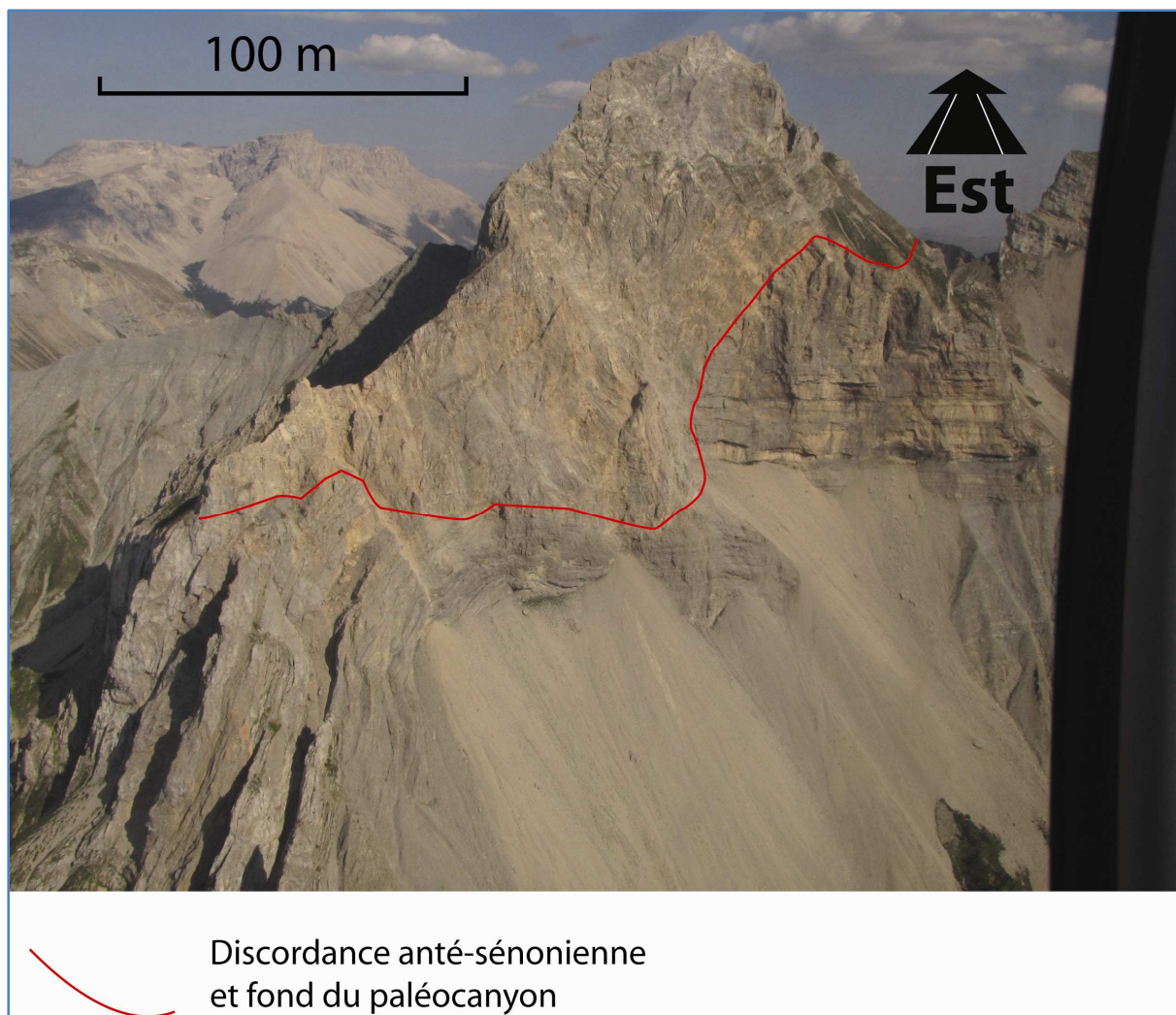


Fig 4.14 : Paléocanyon anté-sénonien

Le canyon du Garnesier et l'escarpement barrémien sous la tête des Vautes sont comparables à l'étude de [PAIVI.H & RICHARD. J. D (2006)] (**Fig4.15**) dans laquelle l'imagerie sismique rend visible des canyons et des escarpements sous-marins qui recoupent les structures géologique plissées. Le canyon entaille un pli kilométrique, la différence d'altitude entre les hauts fonds et le fond du canyon est de plus de 400 mètres. La hauteur du canyon est d'environ 100 mètres. Les données sismiques de [PAIVI.H & RICHARD. J. D (2006)] sont comparable aux observations de terrain. Donc il y a eu une importante érosion sous marine après l'inversion allant jusqu'à éroder des couches relativement anciennes : jurassique moyen.

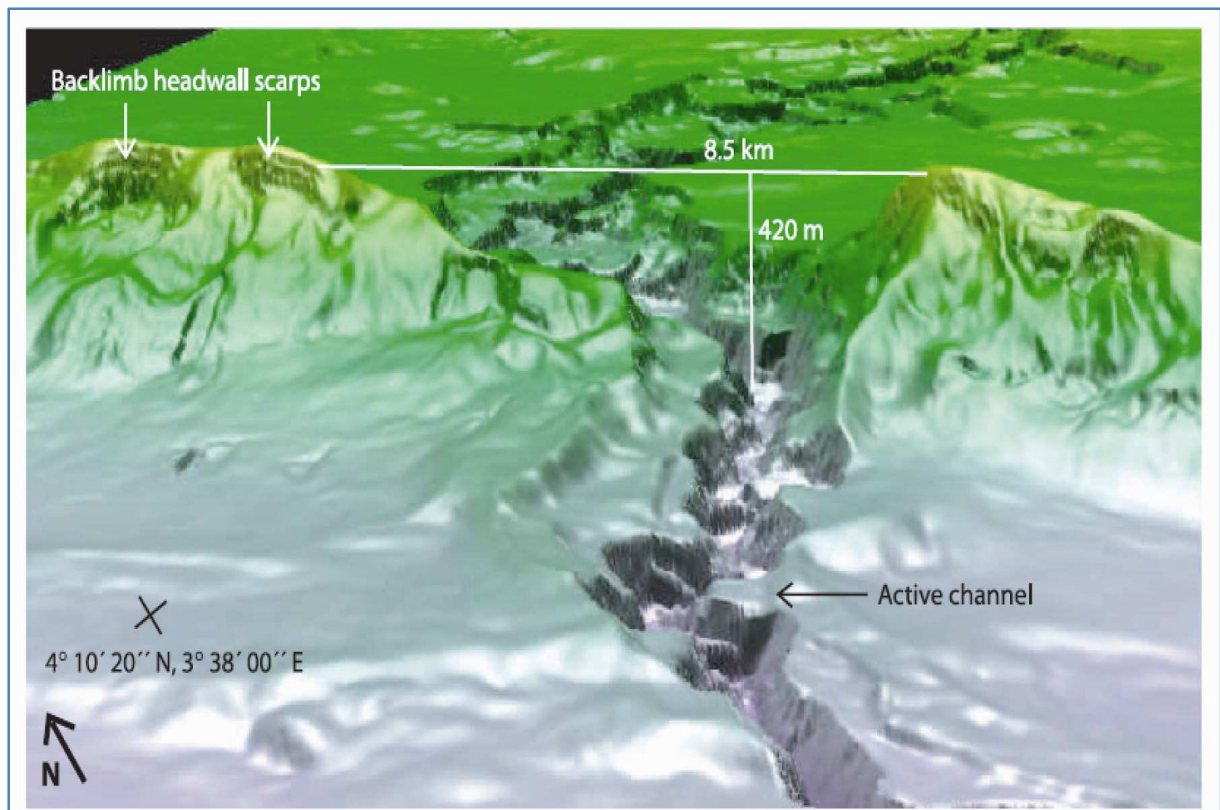


Fig 4 .15 : Structure plissée et érodée en milieu marin profond, delta du Niger
 PAIVI.H & RICHARD. J. D (2006)

5 Intégration des observations dans le contexte géodynamique : problème de la mobilité de la plaque Ibérique

5.1 Résumé des déformations régionales au mésozoïque

Pour avoir un aperçu global et rapide, on se refera à la **figure 5.1**, le bleu symbolise une tectonique en extension et le rouge en compression.

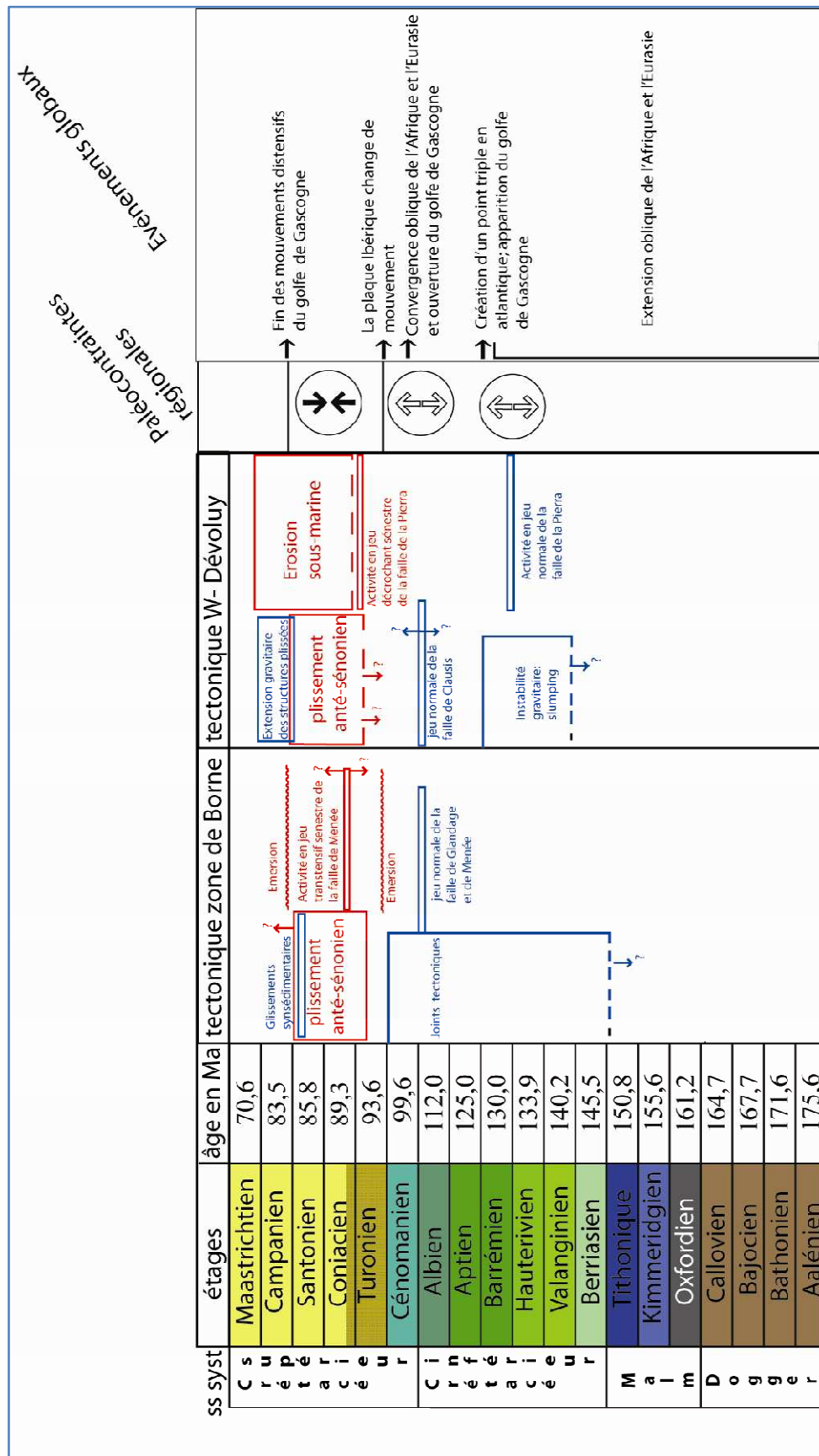


Fig 5.1 : Résumé des déformations

5.2 La plaque Ibérique

La plaque Ibérique est une plaque secondaire dont les mouvements sont étroitement associés aux plaques majeures qui l'entourent ; l'Afrique et l'Eurasie. C'est un élément rigide dont les déformations horizontales internes ne dépassent pas 20 kilomètres par opposition à des mouvements de l'ordre de la centaine de kilomètre sur ses limites externes. C'est une plaque qui est désolidarisée de l'Afrique et de l'Eurasie, de sorte qu'elle a pu suivre le mouvement de l'une puis de l'autre avant d'être comprimée par celles-ci. Une plaque satellite lui est associée, le bloc corso-sarde qui lors des événements pyrénéo-provençaux était soudé à l'Ibérie. Au cours des événements pyrénéo-provençaux (du crétacé supérieur à l'oligocène) une orogénèse très importante longue de plus de 2000 km marquait la frontière de la plaque Ibérique et de l'Europe. Cette frontière est variée ; différents mouvements tectoniques se sont succédés ; distension, décrochement puis compression.

D'un point de vue géographique la plaque Ibérique est composée de l'Espagne et du Portugal. Elle est limitée au Nord par les Pyrénées, au sud par le continent africain, à l'ouest par des marges passives et à l'est par le bloc corso sarde, lui-même appuyé contre l'Apulie.

5.3 Les mouvements de la plaque Ibérique au cours du temps

Plusieurs modèles cinématiques de la plaque Ibérique ont été réalisés, j'ai retenu celui de [OLIVET .J.L (1996)] car il est complet et discute des autres modèles publiés.

Grâce aux anomalies magnétiques océaniques, il est possible de reconstituer la cinématique à diverses époques.

Avant l'ouverture du golf de Gascogne la plaque Ibérique suit les mouvements de l'Afrique et de l'Europe qui sont accommodés par des failles transformantes (**Fig 5.2**) (dessin en haut à gauche)

Puis lors de l'ouverture du golf de Gascogne, apparaît un point triple en atlantique nord, le changement cinématique s'amorce. Les pôles de rotation entre la plaque Ibérique et la plaque Eurasie commencent à s'éloigner. Cependant l'agencement cinématique n'est pas encore bouleversé. A -88,5 Ma le bouleversement s'opère or c'est précisément l'âge de la formation des conglomérats des Gâts (fin Turonien, début coniacien). La plaque Ibérique est en rotation sur elle-même ; son pôle de rotation est centré à la limite nord de la plaque plus précisément à l'est et au fond du golf de Gascogne.

On observe;

- A l'ouest, la création du golf de Gascogne s'ouvrant en éventail (extension Nord sud) (**Fig 5.1, avant dernière colonne**)
- A l'est, au niveau de la zone d'étude, un jeu compressif Nord Sud, marquant le début de l'orogénèse pyrénéo-provençale

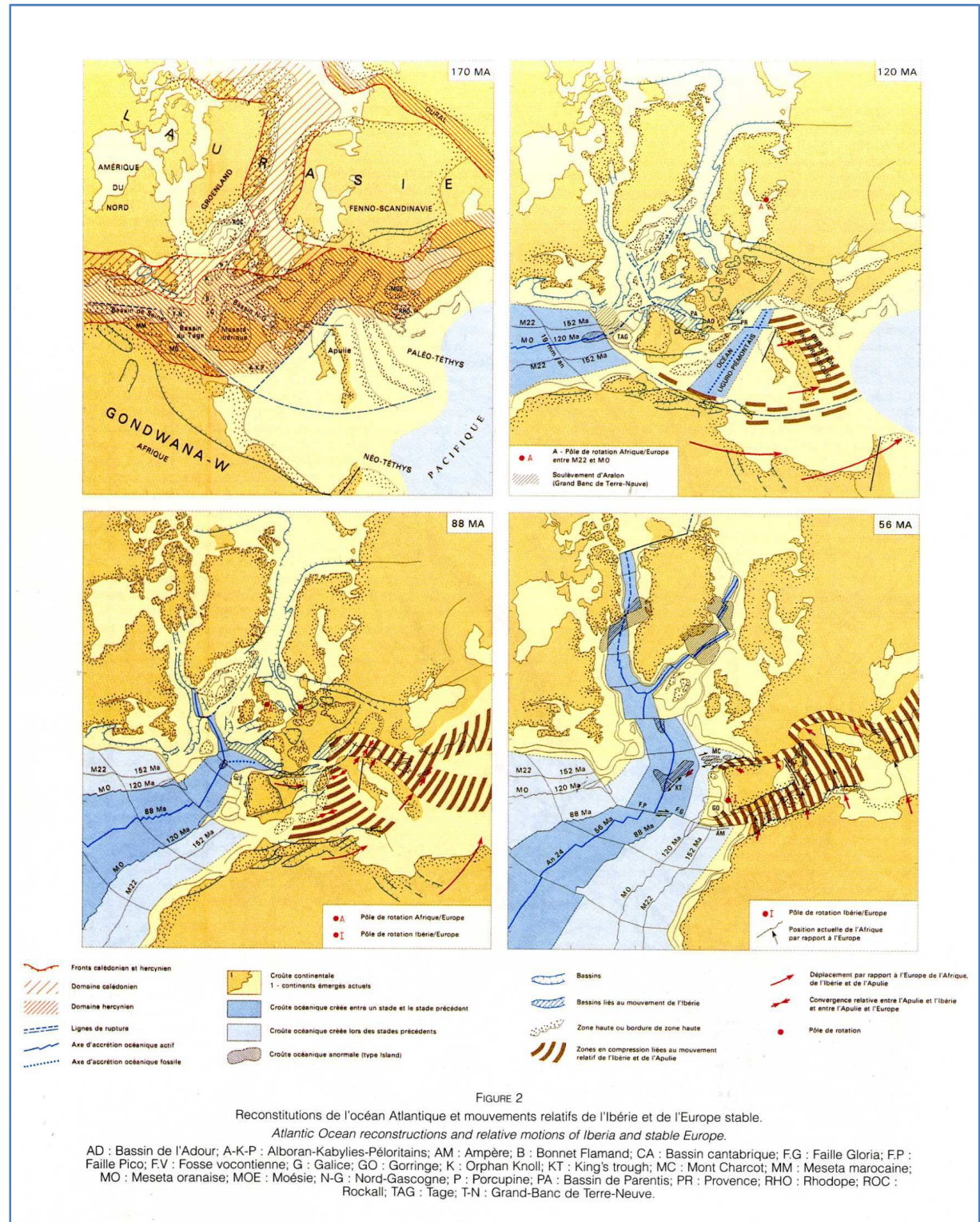


Fig 5.2 : Reconstitution de l'océan atlantique et mouvements relatifs de l'Ibérie et de l'Europe stable OLIVET J.L (1996)

6 Comparaison de l'étude à des profils sismiques

6.1 Cas d'une inversion structurale d'après un profil sismique 2D

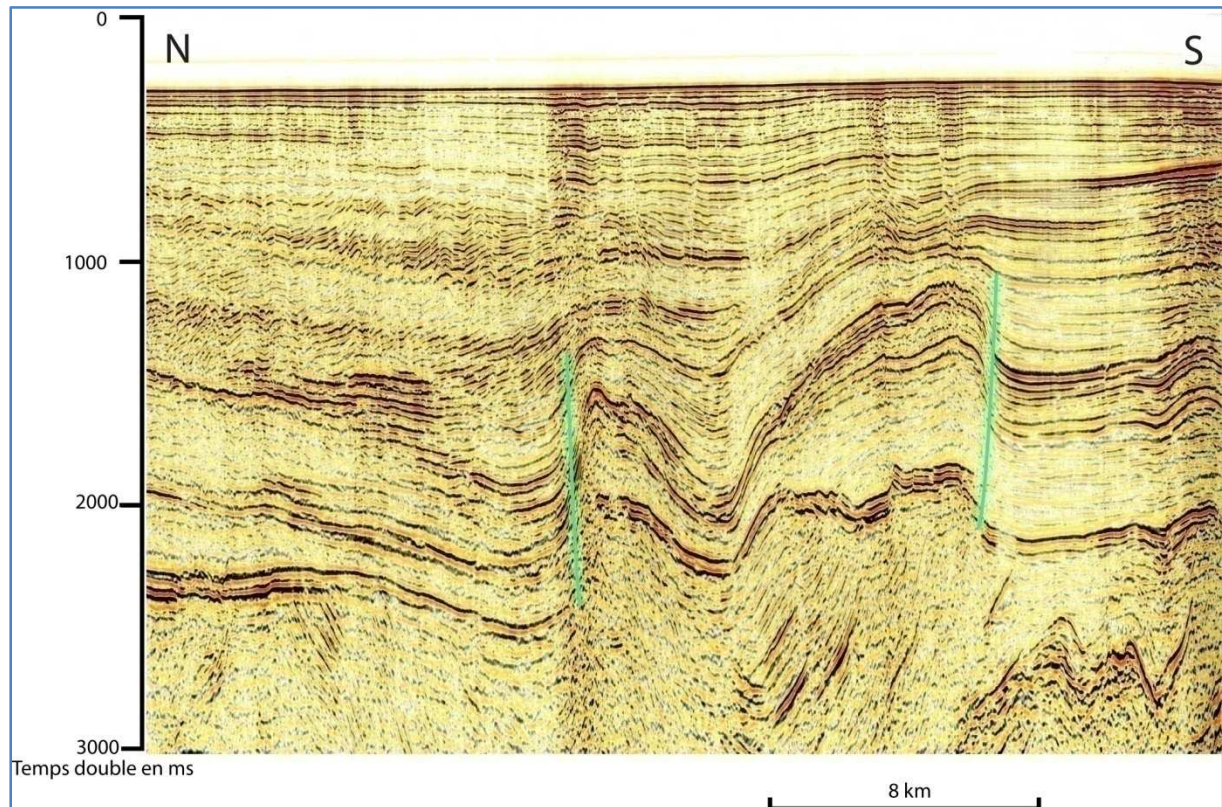


Fig 6.1 : Profil sismique d'une inversion structurale

Sur ce profil sismique (**Fig 6.1**) de BP (1991 Indonésie), on observe entre deux failles (symbolisées par des traits verts) des structures de croissance (ou en éventails); l'épaisseur sédimentaire s'accroît vers les failles. Ces structures en éventails sont le résultat de basculements de blocs et donc d'une phase d'extension (rifting). Le compartiment entre les deux failles correspondait à un fossé après l'extension et avant l'inversion.

Puis lors de la phase de compression les failles ont été utilisées en jeu inverse, la fosse a été raccourcie horizontalement et élevée d'environ 200 ms temps double soit environ 250 m par rapport au footwall. Voir schémas de la **figure 6.2**.

Ceci est une inversion de blocs basculés.

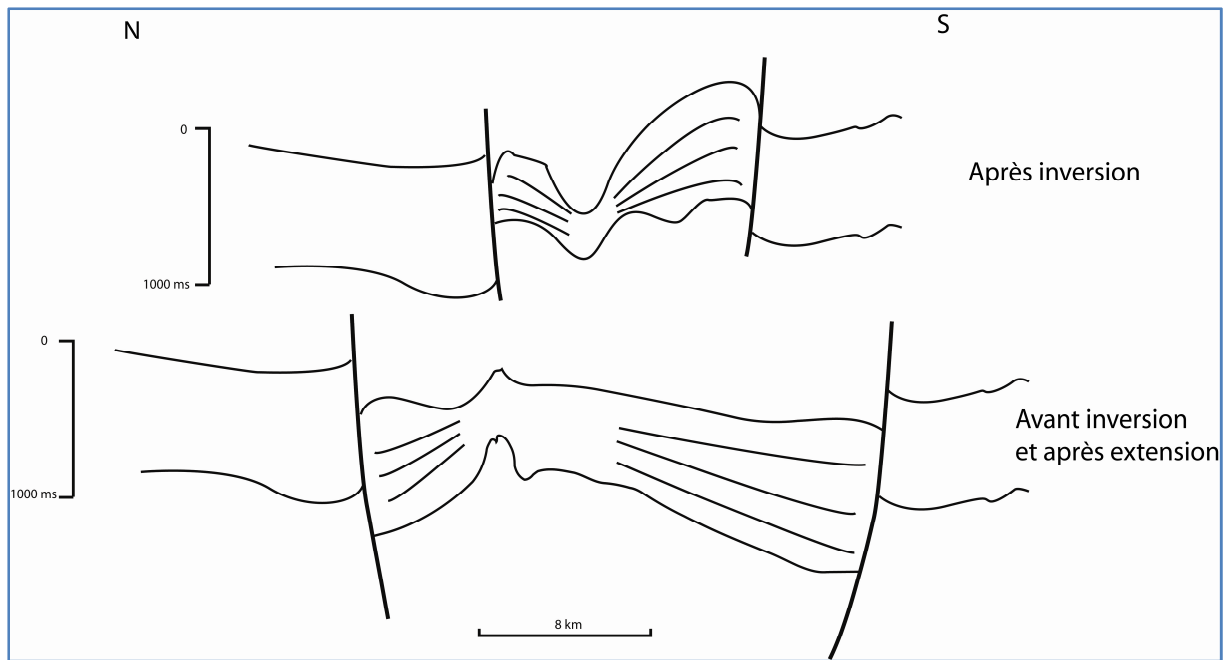


Fig 6.2 : Schémas reconstitutifs post et anté-inversion

6.2 Comparaison du profil sismique aux données structurales de terrain

Les objets géologiques (plis) observés sur le terrain ont une taille moyenne d'environ 3-4 kilomètres, la résolution des profils sismique est suffisamment correcte pour voir des objets de terrain. Par contre la résolution n'est pas suffisante pour observer en détails la géométrie à proximité des failles.

La faille de Clausis et de Glandage on jouées fortement à l'Albien et au Cénomaniens (paquet glissé de Glandage). Dans le cas de la faille de Glandage des variations d'épaisseurs comme dans l'exemple sismiques ne sont malheureusement pas observables, car les couches albiennes et cénomaniennes du footwall ont été érodées, sans doute par des émergences et/ou des érosions sous marines. Dans le cas de la faille de Clausis, les variations d'épaisseurs ne sont pas observables car l'érosion sous marine a érodé jusqu'à entailler le barrémien (**Fig 4.12, paléocanyon du Garnesier**) et les couches les plus hautes dans la stratigraphie ayant été préservées appartiennent l'Albien basal. Par conséquent on ne peut pas observer de variation d'épaisseur dans les couches albiennes et cénomaniennes ; époques ou le jeu normal des failles de Glandage et de Clausis est le plus intense.

Pendant l'inversion de la faille de Glandage le hanging wall est resté plus bas que le footwall. Le Sénonien est plus épais et plus bas dans le hanging wall. Cela est à relier au basculement de la faille, dans le plissement de l'anticlinal de Glandage, celle-ci n'a pas pu servir de rampe au hanging wall. (**Fig 6.3**). Sur un profil sismique, la faille de Glandage serait très difficilement visible car d'une part c'est un objet vertical et d'autre part les terminaisons des couches sur

la faille sont très pentées. Or ce sont les terminaisons des couches sur la faille qui font apparaître celle-ci.

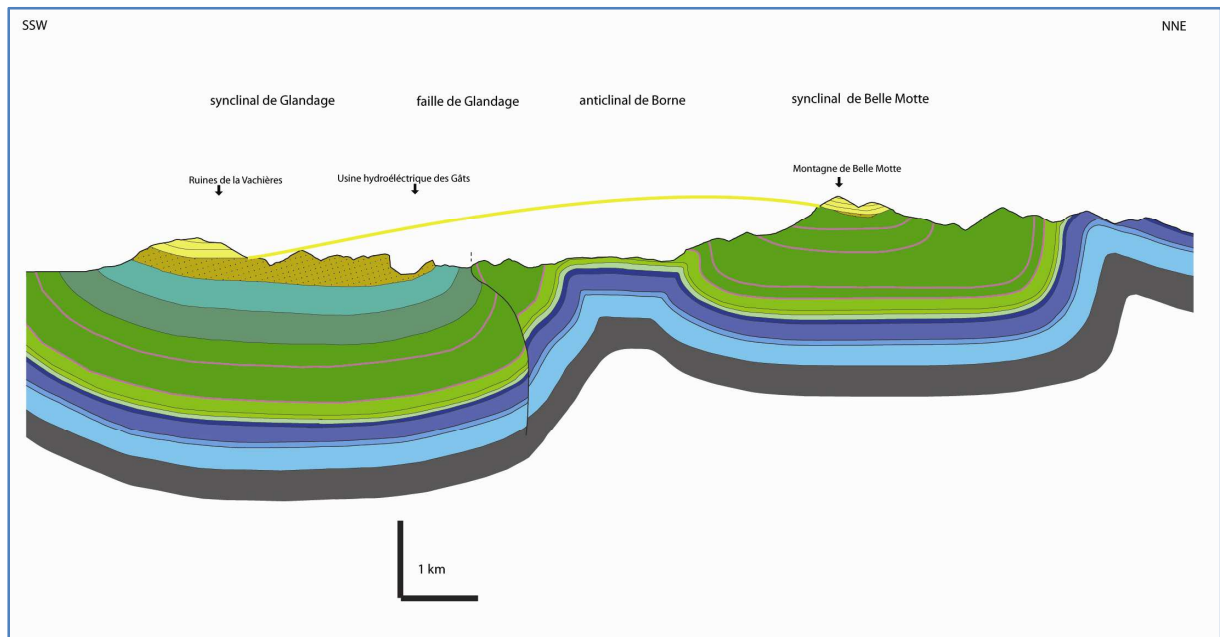


Fig 6.3 : Coupe dans la zone de Glandage, faille de Glandage

On remarquera deux caractéristiques structurales importantes et opposées; le footwall de la faille de Glandage est déformé en anticlinal coffré alors que le footwall de Clausis en synclinal déversé. Le hanging wall de Glandage est un synclinal alors que le hanging wall de Clausis est structuralement compliqué. En effet la structure le long de la faille de clausis est changente, sur la coupe A et C le hanging wall est un synclinal important (3-4 km) alors que sur la coupe B un anticlinal très serré (200 m) vient en buté contre la faille.

On retiendra, que l'exemple de terrain se rapprochant le plus du style de déformation de l'exemple sismique est l'exemple de la faille des Clausis.

Contrairement aux failles inversées du profil sismique, la faille de Glandage et celle de Clausis n'ont pas été véritablement inversées ; elles ont été embarquées dans les déformations.

7 Conclusion

Le Vercors méridionale, la zone de Glandage, et le Dévoluy occidental sont situés à la limite nord du bassin vocontien, ces trois secteurs ont enregistré des régimes extensifs anté-turonien. Ces régime extensifs ont utilisé des accidents tectoniques importants ; failles hercyniennes (NE-SW) atteignant le socle et jouant sur toute l'épaisseur de la lithosphère. Cependant des accidents tectoniques ont aussi été créés lors de ces extensions ; ils sont orientés E-W mais se limite à la couverture sédimentaires. Ces régimes extensifs sont à relier régionalement au bassin vocontien; la subsidence créé une flexure sur le pourtour du bassin

qui est à l'origine des joints tectoniques orientés E-W. A plus grande échelle le bassin vocontien est une zone où la lithosphère est amincie, cet amincissement est sans doute lié à une remontée de l'asthénosphère.

Puis lors du changement cinématique de la plaque Ibérique il y a 88,5 Ma à la limite Turonien Coniacien, la réponse tectonique de ces trois secteurs a été différente pour chacun d'eux.

Description d'est en ouest :

- Le Dévoluy occidental est caractérisé par une déformation anté-sénonienne de forte ampleur ; les plis sont E-W et sont intensément déformés (matures), parfois déversés, et leur longueur d'onde est serrée (environ 4 km)
- La zone de Glandage est caractérisée par une déformation anté-sénonienne moins intense ; les couches sont très rarement déversées, les plis sont droits et leur longueur d'onde est doublée par rapport au Dévoluy occidental
- Le Vercors méridional est caractérisé par l'absence de déformation selon un axe E-W

La faille de Jocou et la faille de Menée, qui sont des failles anciennes affectant le socle [ARNAUD .H (1981)], ont servi de raccord pour accorder les réponses tectoniques différentes des trois zones. Ainsi la faille de Jocou (N-S) a joué en jeu coulissant senestre et la faille de Menée (SW-NE) en transpression senestre (**Fig 7.1**)

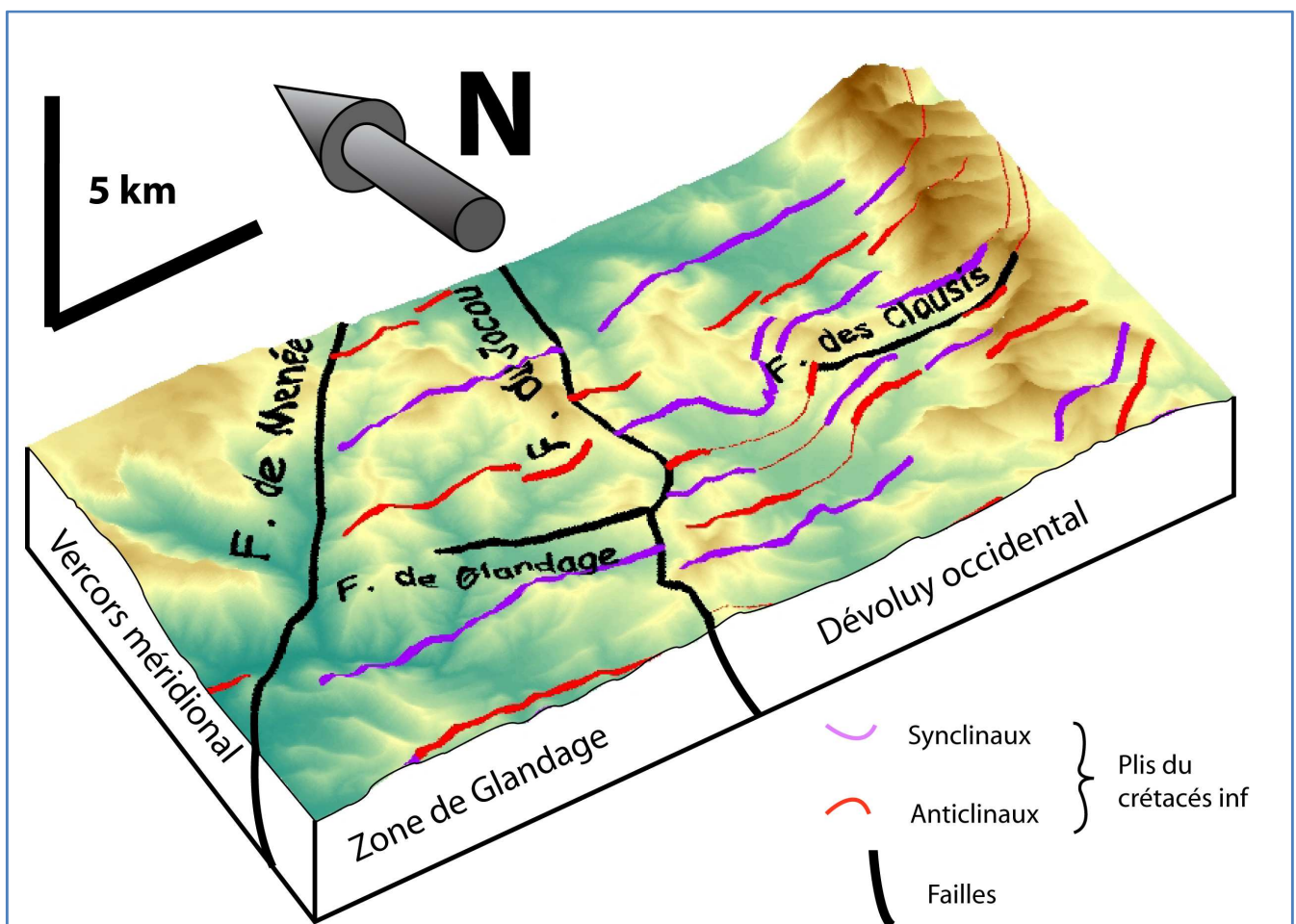


Fig 7.1 : Schéma structural des trois zones lors du régime en compression

La phase d'extensions tardives (après la phase de compression) avec des failles principalement pentées vers le nord écarte l'hypothèse de Michard (article Michard et al, soumis) qui attribue les plissements à un glissement gravitaires à grande échelle de la bordure sud de la plate-forme carbonatée du Vercors. En effet l'inversion structurale, due à la remontée de l'Ibérie contre l'Eurasie crée une pente allant du sud au nord, ce qui est favorable à l'apparition de glissements gravitaires sous-marins (extensions tardives) vers le nord. L'hypothèse la plus probable est la suivante; les déformations compressives correspondent à une déformation d'avant-pays de l'orogénèse pyrénéo-provençale, la région d'étude se trouve à environs 200 km de la zone de collision de la chaîne pyrénéo-provençale. Or il est probable que la déformation se soit propagée à une telle distance de la chaîne s'il existe un niveau de décollement triasique à évaporites, malheureusement ce niveau évaporitique triasique (environ – 250 Ma) est une hypothèse car aucun affleurement atteste de sa présence puisque les couches les plus anciennes observables dans l'étude sont oxfordiennes (environ – 154 Ma). Ceci est comparable au massif jurassien, qui est une déformation d'avant-pays loin de l'orogène alpin. Cette déformation est rendue possible grâce à un niveau de décollement évaporitique vérifié par sondage et à l'affleurement. **(Fig7.2).**

Après la phase de compression, le Dévoluy occidental et la zone de Glandage ont subi une érosion sous marine. Elle est fortement soulignée dans le Dévoluy occidental car la discordance sénonienne scelle les escarpements, les extensions locales et les canyons sous marin à l'époque des premiers dépôts sénoniens.

Après l'érosion sous marine, la sédimentation du crétacé terminal est globalement carbonatée mais dans la zone de Glandage des passages détritiques sont à attribuer à des émergences des plates-formes plus au nord. Dans le Dévoluy la sédimentation est franchement carbonatée est beaucoup plus épaisse que dans la zone de Glandage. Le dépôt-centre se trouve vers le grand Ferrand ; au Nord de la faille de Clausis et du synclinal du Lauzon. C'est sans doute la faille inversée de Clausis et l'anticlinal du Lauzon qui formaient un relief sous marin important permettant une accumulation plus importante des sédiments qui venant du nord.

Finalement toutes les structures sont redéformées au Tertiaire jusqu'à maintenant par les phases alpines

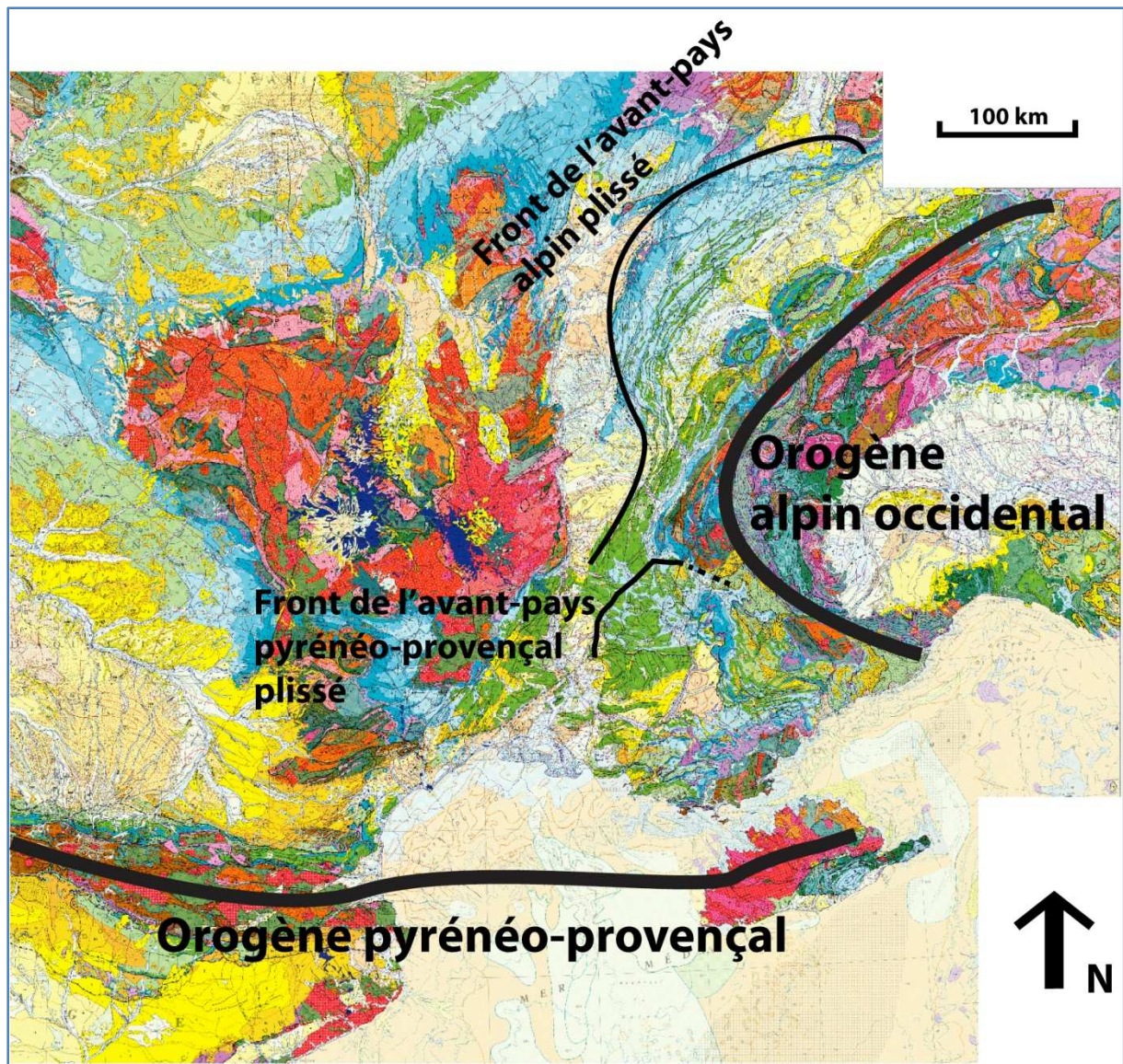


Fig 7.2 : Carte des fronts d'avant-pays plissés et des orogènes alpin et pyrénéo-provençal

Bibliographie :

ARNAUD .H & MONJUVENT . G (1974) – Feuille Mens à 1/50000.

ARNAUD . H , GIDON.M , BUFFET.G (1980) – Feuille St Bonnet à 1/50000.

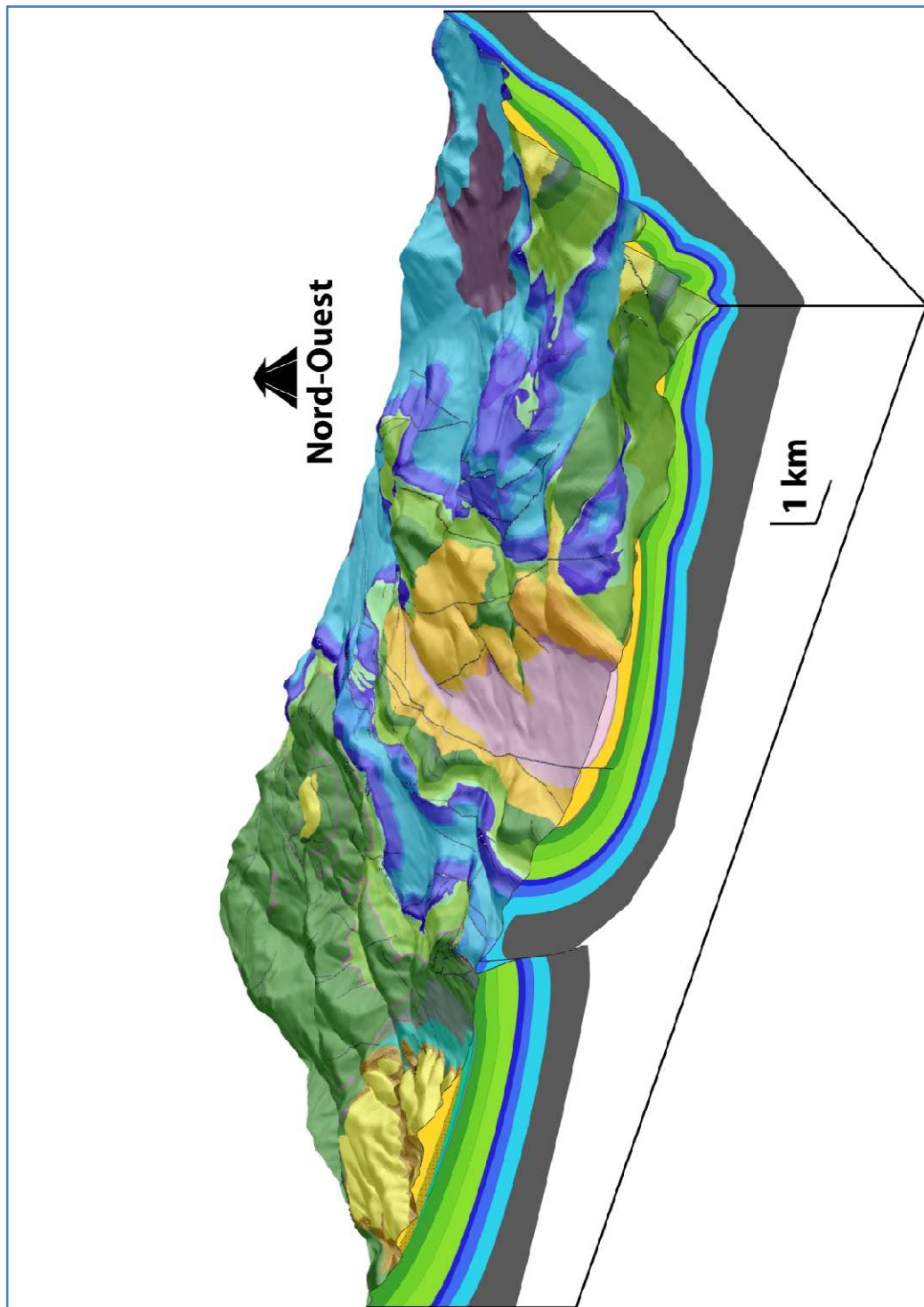
ARNAUD .H (1974) – Nouvelles données sur la tectonique « ante-sénonienne » des environs de la Jarjatte (Dévoluy occidental) - C. R. Acad. Sc. Paris, t. 278,

ARNAUD .H (1981) – De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien : le barrémo-bédoulien entre Isère et Buëch (Vercors méridional, Diois oriental et Dévoluy) – Géologie alpine mémoire n°12

- ARNAUD .H (1969) – Note préliminaire sur quelques particularités de la région de Glandage (Haut Diois) – Géologie alpine t 45
- ARNAUD .H & MORET .L (1971) – La zone de Glandage, secteur intermédiaire entre Vercors et Devoluy ; principaux caractères et relations entre tectonique et paléogéographie – C. R. Acad. Sc. Paris, t.272, p. 12-15
- ARNAUD-VANEAU.A & HARNAUD.H (1985) – Mise en évidence d'un paléokarst Turonien daté par des Bryozoaires dans le Vercors septentrional (France SE) – Geobios n°13 p 617 619]
- DEBRAND-PASSARD .S (1984) – Synthèse géologique du sud-est de la France– mémoire du Bureau de recherches géologiques et minières
- LEMOINE .M & GRACIANSKY .P.C (1988) – Early cretaceous extensional tectonics in the southwestern French alps: A consequence of North-Atlantic rifting during Tethyan spreading – Bull.Soc.géol.France t 4, n°5, pp 733-737
- LABESSE.B (1963) Bull. Carte géol. Fr 49 n°273 p985-993
- LORY .P (1896) , Comptes rendu, 123 p 383-387
- OLIVET .J.L (1996) – La cinématique de la plaque Ibérique – Bull Centres Rech Explo Pro Elf Aquitaine 20
- PAIVI.H & RICHARD. J. D (2006) – Degradation of compressional fold belts: Deep-water Niger Delta – AAPG Bulletin, v. 90, no. 5 (May 2006), pp. 753–770
- PHILIPPE .E (1993) – La structuration anté-sénonienne en Dévoluy occidental – stage de recherche (DEA)
- PORTHAULT.B (1966) – Nouvelles observations stratigraphiques sur le crétacé supérieur du synclinal de Glandage-Creyers (Drôme). Répercussions paléogéographiques – Bull. Soc. Géol. De France
- PORTHAULT.B (1974) – Thèse Le crétacé supérieur de la « fosse vocontienne » et des régions limitrophes (France sud-est)
- TRICART.P (1986) - Quelques exemples de diaclases précoces en domaine de plate-forme(Tunisie) : leur utilité pour dépister une extension synsédimentaire ou une inversion structurale. – C. R. Acad. Sc. Paris, t. 303, Série 2, n°10,
- CARTE IGN 1/25000 – DEVOLUY Obiou.pic de Bure 3337 OT
- CARTE IGN 1/25000 – GLANDASSE col de la croix haute 3237 OT
- ECHELLES DES TEMPS GEOLOGIQUES _ Wikipédia – http://fr.wikipedia.org/wiki/%C3%89chelle_des_temps_g%C3%A9ologiques

Annexes

- 0 : Bloc diagramme montrant les interférences de plis pyrénéo-provençaux et alpins de la zone d'étude**



1 : Echelle des temps géologiques

Éon	Ère	Période ^[2] ou Système	Époque ou Série	Étage	Bornes		Évènements majeurs	Fossiles spécifiques
					Ma ^[3]	± ^{[4][5]}		
P H A N É R O Z O Ï Q U E	C É N O Z O Ï Q U E	Quaternaire ^[6]	Holocène	Atlantique			Agriculture et sédentarisation	
			Pléistocène ^[6]	Boréale	0,011784*	-	Cycles glaciaires dans l'hémisphère Nord ; extinction des mammifères géants ; évolution de l'homme moderne	<i>Homo sapiens</i> <i>H. neander- thalensis</i> <i>H. antecessor</i> <i>H. erectus</i>
				Tarantien	0,126*	-		
				Ionien	0,781**	-		
				Calabrien	1,806*	-		
				Gélasien ^[6]	2,588*	-		<i>H. ergaster</i> <i>H. habilis</i>
		Néogène	Pliocène	Plaisancien	3,600*	-		Abel, Lucy
				Zancléen	5,332*	-		
			Miocène	Messinien	7,246*	-	Séparation de la lignée humaine et de la lignée des chimpanzés	Toumaï, Orrorin
				Tortonien	11,608*	-		
				Serravallien	13,82*	-		
				Langhien	15,97	-		
				Burdigalien	20,43	-		
				Aquitaniien	23,03*	-		
		Paléogène	Oligocène	Chattien	28,4	0,1		
				Rupélien	33,9*	0,1		
			Éocène	Priabonien	37,2	0,1	Nombreuses nouvelles espèces de petits mammifères (cétartiodactyles, rongeurs...).	
				Bartonien	40,4	0,2		
				Lutétien	48,6	0,2		
				Yprésien	55,8*	0,2		
			Paléocène	Thanétien	58,7*	0,2	Premiers périssodactyles, glires, primates...	
				Sélandien	61,1*	0,2		
				Danien	65,5*	0,3		
	M É S O Z O	Crétacé	Supérieur	Maastrichtien	70,6*	0,6	Isolement de l'Euramérique ; extinction des dinosaures ; premiers mammifères placentaires.	Ammonites
				Campanien	83,5	0,7		
				Santonien	85,8	0,7		
				Coniacien	89,3	1,0		
				Turonien	93,6*	0,8		
				Cénomaniien	99,6*	0,9		

Ère	Secondaire ^[7]		Inférieur	Albien	112,0	1,0	Isolement de l' <u>Afrique</u>	
				Aptien	125,0	1,0		
				Barrémien	130,0	1,5		
				Hauterivien	133,9	2,0		
				Valanginien	140,2	3,0		
				Berriasien	145,5	4,0		
		Jurassique	Supérieur Malm	Tithonien	150,8	4,0	Mammifères <u>marsupiaux</u> , premiers <u>oiseaux</u> ; premières <u>plantes à fleurs</u> .	
				Kimméridgien	155,6**	4,0		
				Oxfordien	161,2	4,0		
			Moyen Dogger	Callovien	164,7	4,0		
				Bathonien	167,7*	3,5		
				Bajocien	171,6*	3,0		
				Aalénien	175,6*	2,0		
			Inférieur Lias	Toarcien	183,0	1,5	Division de la <u>Pangée</u>	
				Pliensbachien	189,6*	1,5		
				Sinemurien	196,5*	1,0		
				Hettangien	199,6**	0,6		
		Trias	Supérieur	Rhétien	203,6	1,5	Premiers <u>dinosaures</u> , <u>mammifères ovipares</u> ; <u>algues calcaires</u> dans les mers.	<u>Cératites</u>
				Norien	216,5	2,0		
				Carnien	228,7*	2,0		
			Moyen	Ladinien	237,0*	2,0		
				Anisien	245,0**	1,5		
			Inférieur	Olenekien	249,7**	0,7		
				Indusien	251,0*	0,4		
	PALÉOZOÏQUE	Permien	Loping'ien	<u>Changxing'ien</u>	253,8*	0,7	<u>Extinction massive du Permien</u> (90 % des espèces marines, 70 % des vertébrés)	
				<u>Wuchiaping'ien</u>	260,4*	0,7		
			Guadalupéen	<u>Capitanien</u>	265,8*	0,7		
				<u>Wordien</u>	268,0*	0,7		
				<u>Roadien</u>	270,6*	0,7		
			Cisuralien	<u>Kungurien</u>	275,6**	0,7		
				<u>Artinskien</u>	284,4**	0,7		
				<u>Sakmarien</u>	294,6**	0,8		
				<u>Assélien</u>	299,0*	0,8		
		Carbonifère	Pennsylvanien cf. <u>Silésien</u>	<u>Gzhélien</u> (Stéphanien)	303,4	0,9	<u>Insectes</u> géants ; premiers <u>sauropsides</u> (<u>reptiles</u>) ;	
				<u>Kazimovien</u>	307,2	1,0		
<u>Moscovien</u>				311,7	1,1			
Mississippien cf. <u>Dinantien</u>			<u>Bashkirien</u>	318,1*	1,3	arbres primitifs de grande taille ;		
			<u>Serpoukhovien</u>	328,3	1,6			
			<u>Viséen</u>	345,3*	2,1			
	<u>Tournaisien</u>		359,2*	2,5				
Primaire ^[7]								

P R O T							fossilisation importante de matière organique...			
		Dévonien	Supérieur	Famennien	374,5*	2,6	Crise de la faune marine; premiers vertébrés terrestres ; premières plantes à graines ; premiers arbres.	Archaeopteris		
				Frasnien	385,3*	2,6				
			Moyen	Givétien	391,8*	2,7	Plantes ligneuses : prêles , fougères...			
				Eifelien	397,5*	2,7				
			Inférieur	Emsien	407,0*	2,8				
				Praguien	411,2*	2,8				
				Lochkovien	416,0*	2,8				
			Silurien	Pridolien	Pridolien	418,7*	2,7	« Sortie des eaux » : premières plantes terrestres , arthropodes terrestres.	Euryptérides Cooksonia	
				Ludlowien	Ludfordien	421,3*	2,6			
		Gorstien			422,9*	2,5				
		Wenlockien		Homérien	426,2*	2,4				
				Sheinwoodien	428,2*	2,3				
		Llandovérien		Télychien	436,0*	1,9				
				Aéronien	439,0*	1,8				
		Ordovicien	Supérieur	Rhuddanien	443,7*	1,5	Prédominance des invertébrés	Graptolites		
				Hirnantien	445,6*	1,5				
				Katien	455,8*	1,6				
			Moyen	Sandbien	460,9*	1,6				
				Darriwilien	468,1*	1,6				
			Inférieur	Dapingien	471,8*	1,6				
				Floien	478,6*	1,7				
		Cambrien	Furongien	Trémadocien	488,3*	1,7	« Explosion cambrienne » : faune de Burgess , premiers chordés	Trilobites , Conodontes		
				Étage 10	492,0	-				
				Étage 9	496,0	-				
			Série 3	Paibien	499,0*	2,0				
				Guzhangien	503,0*	-				
				Drumien	506,5*	-				
			Série 2	Étage 5	510,0	2				
				Étage 4	517,0	-				
				Étage 3	521,0	-				
			Terreneuvien	Étage 2	528,0	-			Trichophycus pedum	
		Fortunien		542,0*	1,0					
		Fin du Précambrien ^[8]							Organismes archaïques de classement incertain ; métazoaires bilatériens	faune de l'Édiacarien
		NÉO	Édiacarien		635*	-				

É R O Z O Ï Q U E		<u>Cryogénien</u>	<u>Varangien</u>	650	-	<u>Glaciation Varanger</u>	
			<u>Sturtien</u>	850*	-		
		<u>Tonien</u>		1000*	-	Formation du continent <u>Rodinia</u>	
	<u>MÉSO</u>	<u>Sténien</u>		1200*	-	<u>Eucaryotes multicellulaires</u>	<u>Acritarches (Pyramimonadales)</u>
		<u>Ectasien</u>		1400*	-		
		<u>Calymnien</u>		1600*	-		
	<u>PALÉO</u>	<u>Stathérien</u>		1800*	-	Emergence du continent <u>Columbia</u>	<u>Stromatolites</u>
		<u>Orosirien</u>		2050*	-	Premiers <u>eucaryotes</u> ;	
		<u>Rhyacien</u>		2300*	-	atmosphère riche en <u>dioxygène</u> O ₂ ;	
		<u>Sidérien</u>		2500*	-	<u>Grande oxydation</u> ; <u>couches rouges</u> ; <u>glaciation huronienne</u>	
<u>A R C H É E N</u>	<u>NÉOARCHÉEN</u> ^[9]		2800	-	<u>Bactéries</u> ;		
	<u>MÉSOARCHÉEN</u>		3200	-	<u>archées</u> ;		
	<u>PALÉOARCHÉEN</u>		3600	-	<u>photosynthèse (cyanobactéries)</u> ;		
	<u>ÉOARCHÉEN</u>		4000	-	disparition du <u>méthane</u> CH ₄ ; <u>gisements de fer rubanés</u> .		
<u>H A D É E N</u>				4600	-	Formation des <u>océans</u> par <u>condensation</u> de l' <u>eau</u> de l' <u>atmosphère</u> composée de <u>N₂</u> , de <u>CO₂</u> et de <u>CH₄</u> ; refroidissement de la <u>Terre</u> ; <u>solidification</u> de la <u>croûte terrestre</u> ; <u>Grand bombardement tardif</u> .	

2 Joints tectoniques sur le sommet de l'anticlinal de Borne



1 mètre



S0 stratification

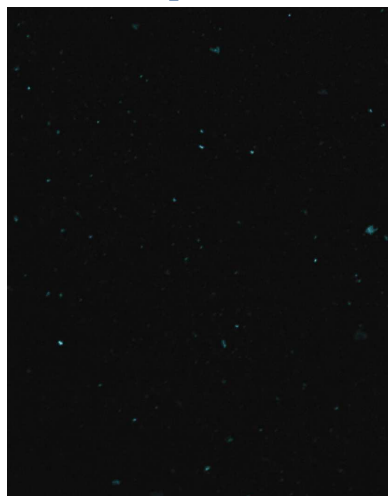
Joint tectonique

3 Résultats de la station de mesure de la schistosité des Gâts dans le ruisseau de Borne

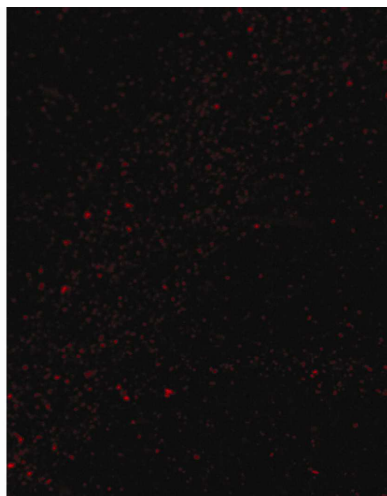
azimuth de la ligne de plus grande	pendage (en°)
------------------------------------	---------------

penne(en°)	
2	66
350	50
347	45
5	45
6	61
15	52
348	64
354	75
16	63
20	64
5	58
13	65

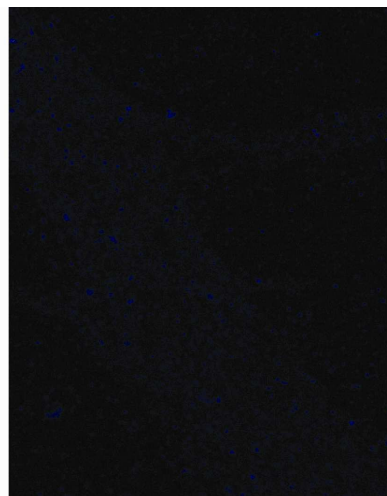
4 Analyse chimique à la microsonde, résultat des éléments chimiques suivants Cl, K, Al, Na, Fe, Mn, S, Mg



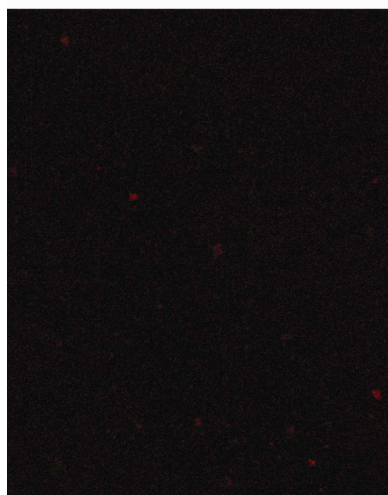
Cl



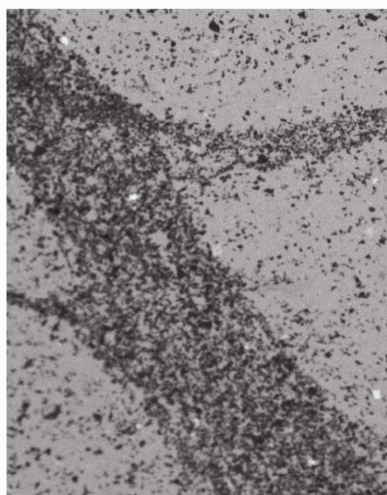
K



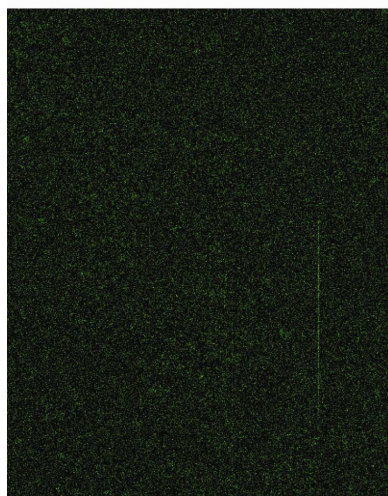
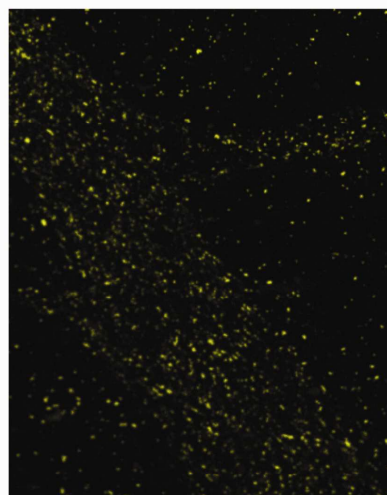
Al



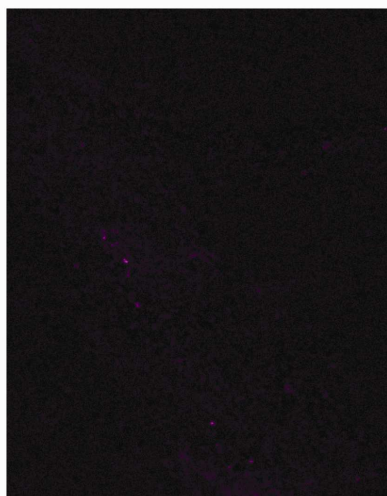
Na



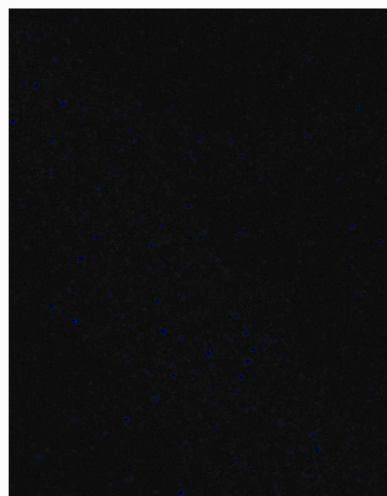
Fe



Mg

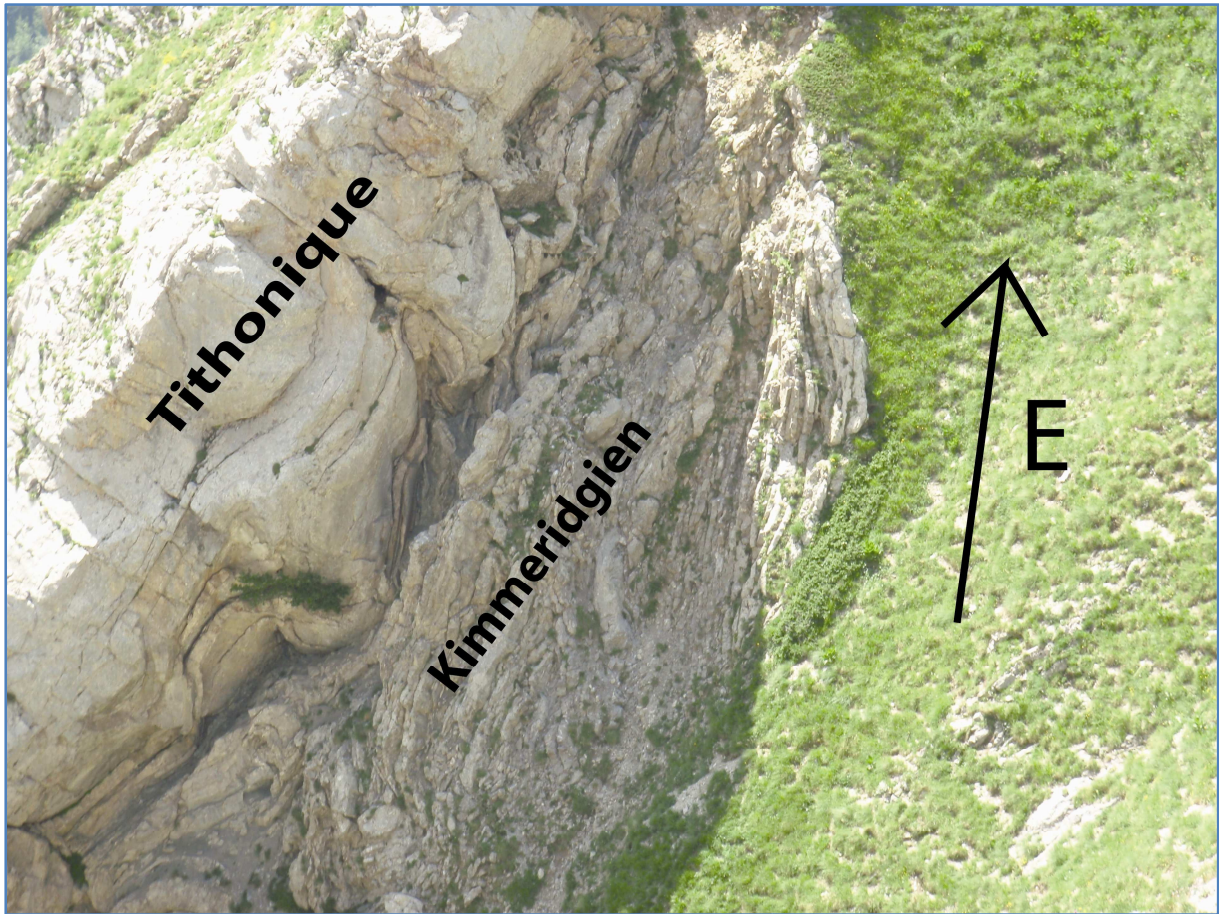


S



Mn

5 a) Microplissements du kimmeridgien sous le tithonique, compartiment sud à la faille de clausis



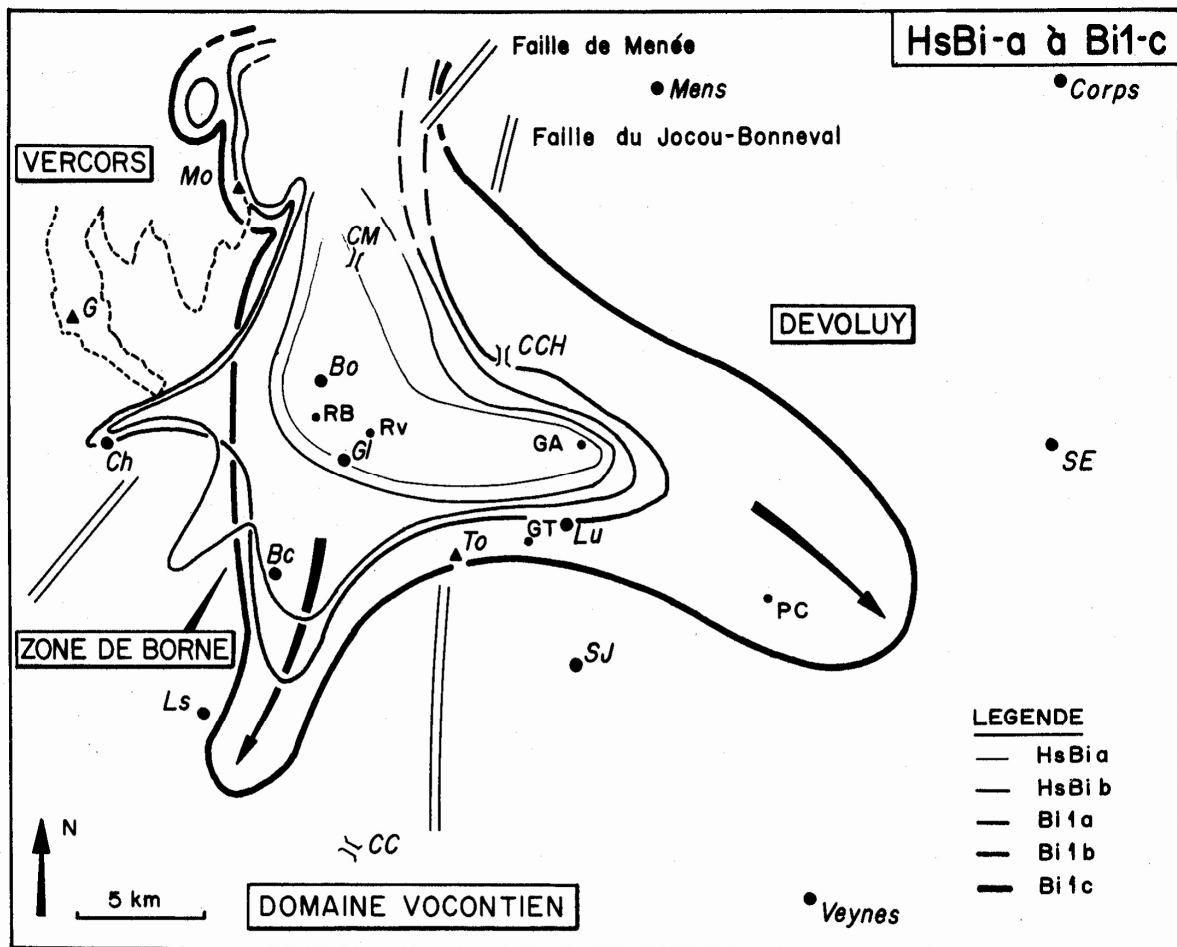
b microplissement en cœur d'un pli



6 Plissement de second ordre dans la charnière du synclinal du Lauzon



7 Avancé des coulées bioclastiques formant les, cônes sous marin profond (BFF)



Document tiré de [ARNAUD .H (1981) – *De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien : le barrémo-bédoulien entre Isère et Buëch (Vercors méridional, Diois oriental et Dévoluy) – Géologie alpine mémoire n°12*]

Le trait noir épais correspond à l'extension des coulées bioclastiques en provenance des plates-formes carbonatées du Vercors, on constate qu'elle traverse la zone des Clausis (base de la flèche).

8 Stries confirmant le jeu normal de la faille de la Pierra



Le stylo au milieu à gauche donne l'échelle, les stries correspondent à un glissement banc sur banc de crochon de faille

9 Contact albien – barrémien renversé sur le flanc supérieur du synclinal renversé du Lauzon

